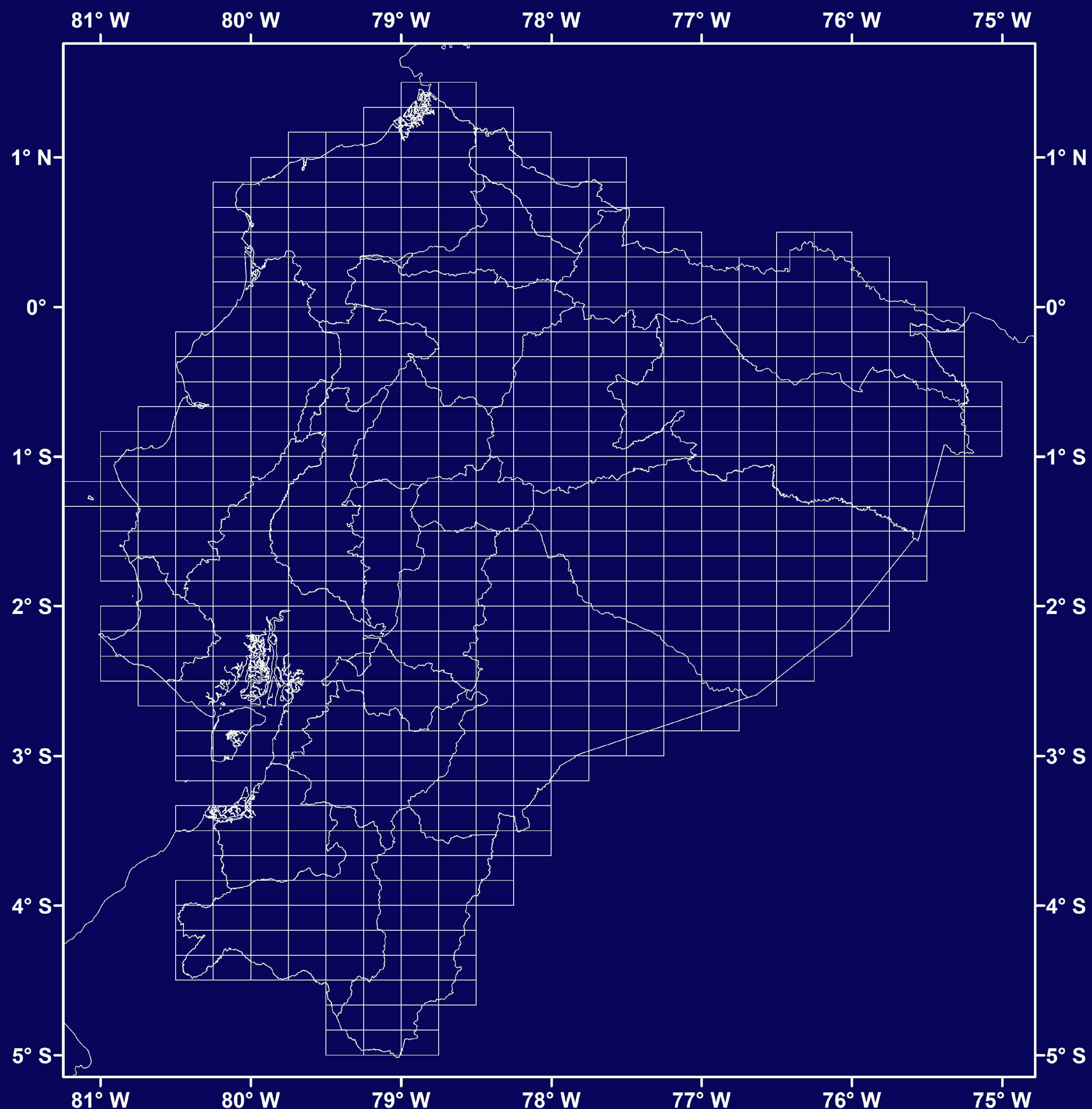
COMPILACIÓN

Breves descripciones de las Hojas geológicas 1:50000 del Ecuador continental

por Stalyn Paucar



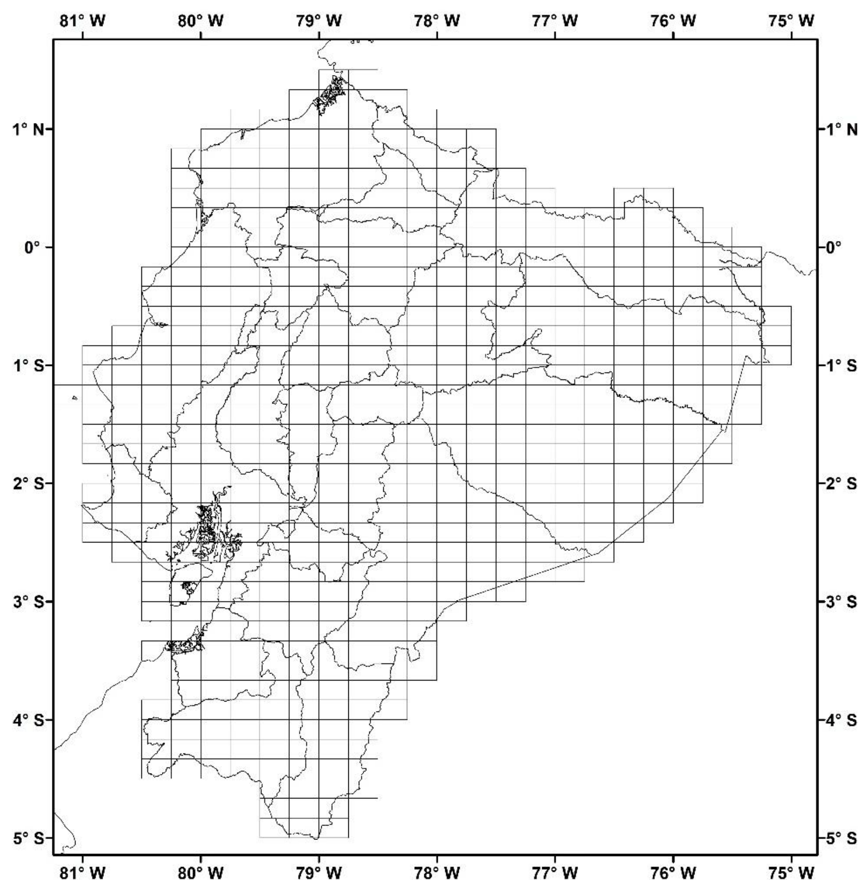
α

PATRI MATRIQUE

COMPILACIÓN

Breves descripciones de las Hojas geológicas 1:50000 del Ecuador continental

por Stalyn Paucar



Quito, 13 de diciembre de 2025

α

Introducción

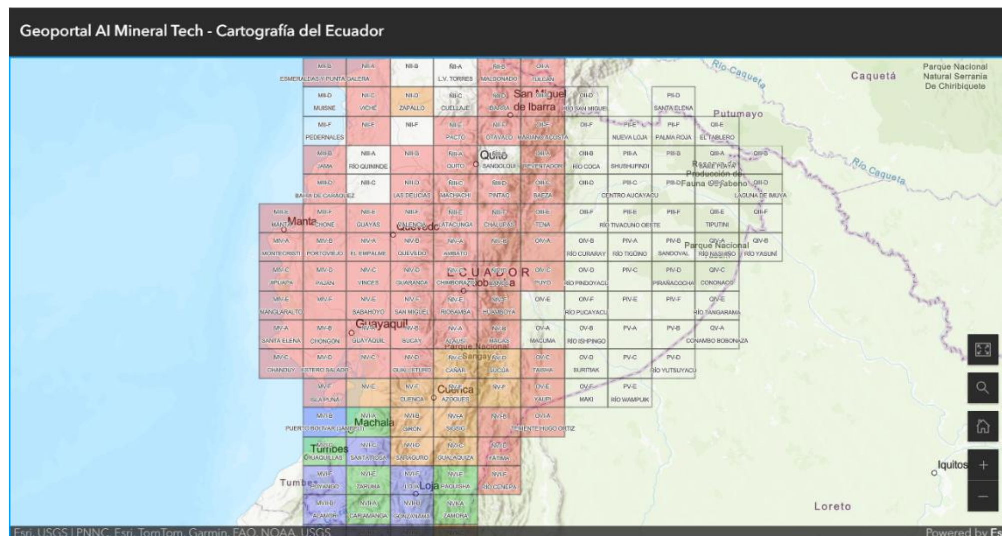
Esta compilación reúne las descripciones que acompañan a las hojas geológicas a escala 1:50.000. El conjunto está conformado por 28 hojas geológicas elaboradas entre 1974 y 2017, que reflejan distintas etapas en el desarrollo de la cartografía geológica a esta escala en el Ecuador. Algunas de estas hojas cuentan con dos ediciones, mientras que en otros casos aún se dispone de cartografía producida durante las décadas de 1970 y 1980; no obstante, en términos generales, la mayor parte de las cartas corresponde a trabajos realizados a partir del año 2000, existiendo además referencias a hojas que no han sido publicadas.

Desde el punto de vista espacial, la colección se concentra principalmente en la región Sierra, con mayor presencia en el norte del país (Pichincha e Imbabura) y en el sur (El Oro, Loja, Cañar, Azuay y Zamora). Considerando que la cuadrícula nacional a esta escala comprende 559 hojas, los mapas aquí recopilados representan aproximadamente el 5 % del total, lo que evidencia un nivel de cobertura aún muy limitado y resalta la necesidad de ampliar y actualizar la cartografía geológica a escala 1:50.000.

Las hojas y sus textos explicativos han sido recolectados a partir de diversas fuentes disponibles en internet, y reorganizados en este formato con el objetivo de facilitar su consulta y referencia. Como complemento, se incluye un índice y el acceso a un geoportal interactivo, desde el cual es posible consultar de manera más ágil tanto las hojas geológicas como las cartas topográficas a escala 1:50.000.

Stalyn Paucar

Accede al Geoportal AI Mineral Tech – Cartografia del Ecuador

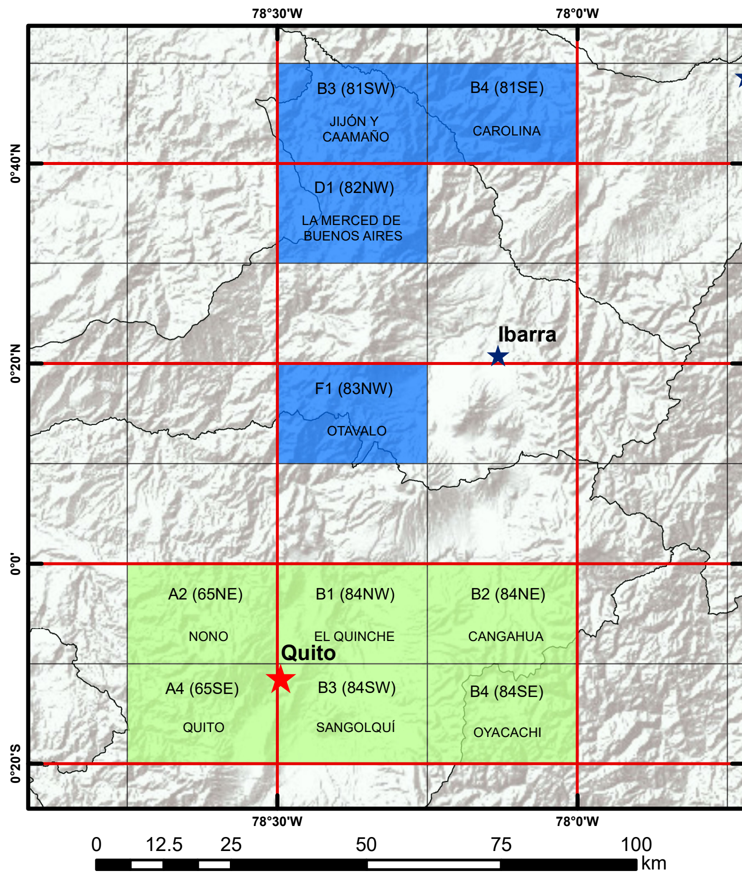


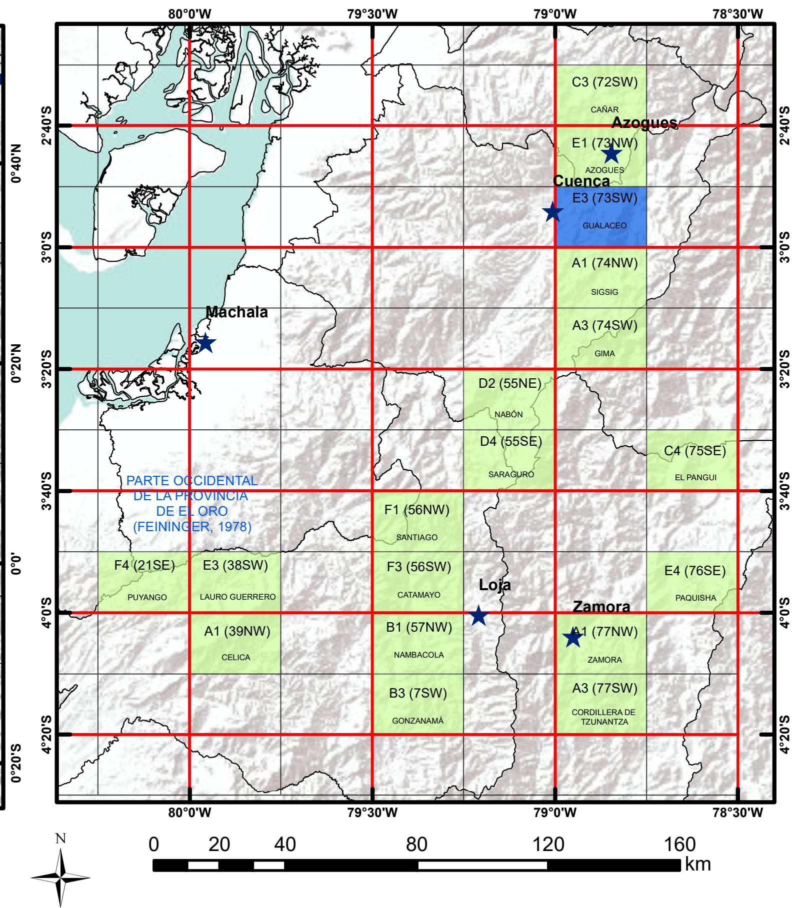
stalynpaucar271828.wixsite.com/auto-descripcion



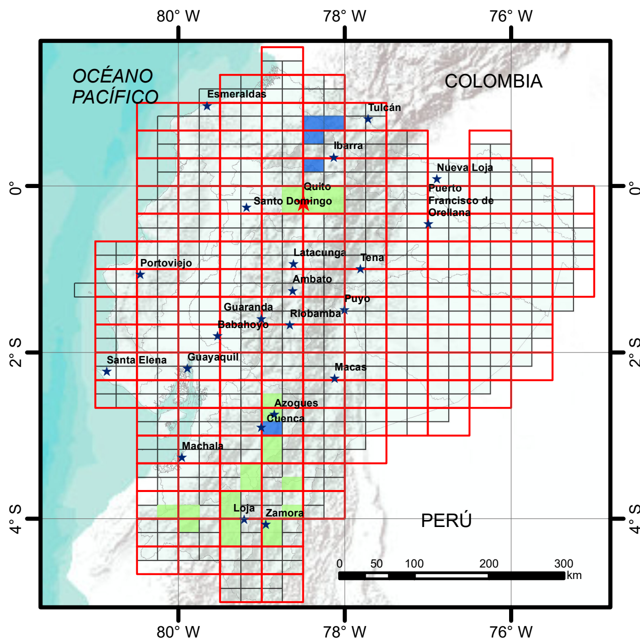
Índice

Cartas geológicas del Ecuador a escala 1:50000





SISTEMA GEODÉSICO MUNDIAL (WGS) 1984

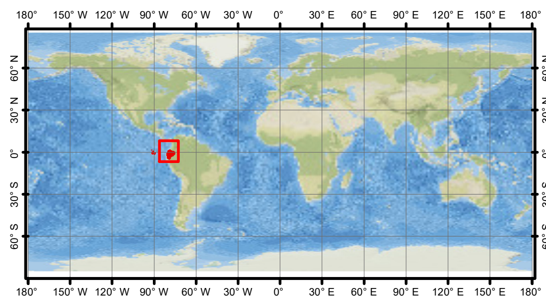


Leyenda

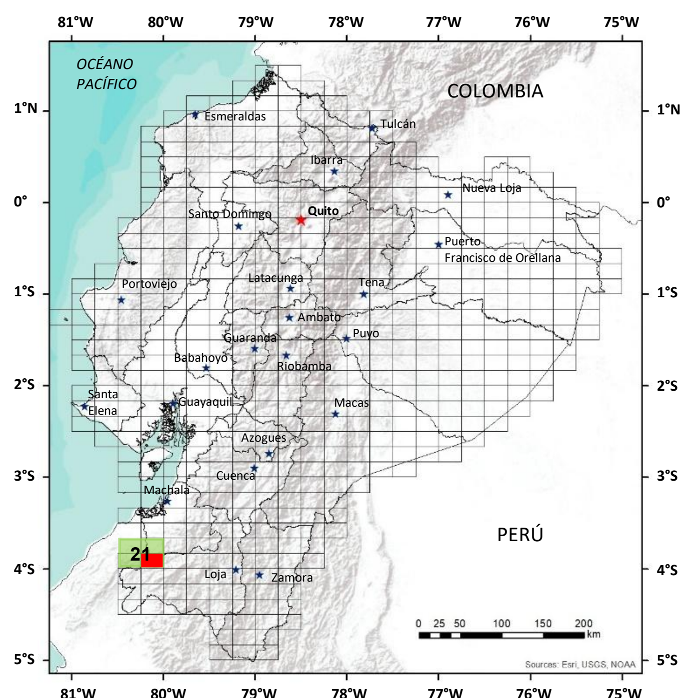
- ★ Capital del país
- ★ Capital de la provincia
- División para 1:100000
- División para 1:50000
- División provincial (2012)

Disponible

- No
- Una versión
- Dos versiones



Service Layer Credits: Sources: Esri, USGS, NOAA
National Geographic, Esri, Garmin, HERE, UNEP-WCMC, USGS, NASA, ESA, METI, NRCAN, GEBCO, NOAA, increment P Corp.



HOJA GEOLÓGICA-F4 (21SE)
PUYANGO (2014)

INTRODUCCIÓN

El cuadrángulo de la Hoja Puyango se encuentra ubicado dentro de las Provincias de Loja y El Oro, en los cantones Puyango y Las Lajas, el límite entre estas dos provincias es el río Puyango, en el oeste está el límite Internacional con Perú. Se encuentra en la región austral de Ecuador, presenta un relieve muy variado, sus altitudes van desde los 280 hasta los 1200 msnm. La red de drenaje principal es el rio Puyango que atraviesa la zona de estudio de E-O para dirigirse luego a territorio peruano con dirección S, dando origen al río Tumbes, el patrón dominante de drenaje es paralelo en la parte norte y sur - este del Río Puyango, mientras que en las demás secciones de la hoja tiene un sistema dendrítico. Al estar situada en la región austral del país, permite que los vientos arrastren grandes masas de aire provenientes del Océano Pacifico lo que produce una mayor cantidad de precipitaciones en los lugares de mayor altura. Estos factores determinan dos temporadas: una lluviosa que va desde enero a abril y una seca que va desde mayo a noviembre o diciembre.

GEOLOGÍA

El área de estudio está influenciada por dos dominios lito-tectónicos de importancia el Bloque Amotape - Tahuín al oeste y la cuenca Alamor - Lancones al este, cada una de las cuales abarca una serie de formaciones y unidades litológicas diferenciables por su composición petrográfica, grado de metamorfismo e influencia tectónica.

En la zona de estudio se han cartografiado las secuencias aflorantes constituidas por las rocas semipelíticas de edad paleozoica de la División semipelítica Tahuín, rocas con dominio sedimentario y volcano-clásticas con edades que van desde Cretácico Temprano como son las Unidades Quebrada Los Sábalos y Puyango, las del Cretácico Tardío las Unidades Cazaderos, Zapotillo y Ciano correspondiente a la cuenca Alamor - Lancones.

Unidad El Tigre (PzTt): Esta unidad aflora de forma discontinua a lo largo de la vía Arenillas - Alamor, también está ampliamente expuesta en buena parte de la hoja geológica, dispuesta en una franja con dirección E-W, la unidad esta infrayaciendo en contacto discordante al norte, mientras al sur el contacto es tectónico con sedimentos del Cretácico Temprano (Unidad Quebrada Los Zábalos), por otro lado, el contacto con los sedimentos del Cretácico Superior (Unidad Ciano) es tectónico.

La unidad El Tigre está constituida por rocas sedimentarias y secuencias metamórficas de bajo grado, son areniscas de grano medio inmaduras intercaladas con lutitas físiles de color marrón y meta-areniscas de grano fino, conformando estratos de potencia entre 10 a 30 cm, estas rocas contienen clastos de cuarzo y contenidos menores de biotita. Estructuras tectónicas intensas en secuencias sedimentarias (areniscas) se observan en el camino Puyango Nuevo - Basal, se observan manifestaciones de esfuerzos bien preservadas, identificándose augens (ojos de deformación) con movimientos dextrales.

Unidad Quebrada Los Zábalos (KQz): Las rocas de la unidad se encuentran ampliamente expuestas en el centro de la hoja, en una franja alargada de dirección E-W, donde sus afloramientos se los observa en las quebradas afluentes al norte y sureste de la falla rio Puyango, ubicándose su afloramiento tipo en la quebrada Los Sábalos. La unidad se encuentra al norte sobreyaciendo en contacto discordante con la unidad El Tigre, el contacto con las rocas metamórficas al sureste es tectónico, mientras que al sur su contacto es discordante con la Unidad Ciano y Unidad Puyango.

La unidad está constituida por capas basales de areniscas grano fino silicificadas, conglomerados gruesos con clastos subangulares de composición metamórfica y volcánicas, arena gruesa volcano-clástica, arena fina muy compacta que contiene troncos fósiles incrustados y arena media volcanoclástica que contiene troncos fósiles aflorantes, identificando estas litologías en la mayoría de las quebradas de esta unidad. Mediante interpretaciones paleontológicas y correlaciones estratigráficas con la cuenca Lancones en Perú se atribuye una edad de Aptiano - Albiano, Jaillard (1999), mientras que la edad datada por Shoemaker, 1977 es considerada no confiable por tener alto rango de error (Datación con K/Ar en tobas dieron edades de 75 ± 9 y 64 ± 6 Ma).

Unidad Puyango (KPy): Esta unidad se encuentra expuesta en el sector central oeste, en una franja de dirección E-W, las rocas están bien expuestas en las quebradas al sur-oeste de la falla Puyango y en el camino antiguo que conduce a Alamor. Las rocas de esta unidad son sedimentarias químicas conformadas por calizas negras y calizas bituminosas intercaladas con areniscas calcáreas. La Unidad Puyango se atribuye una edad Albiano temprano a tardío mediante interpretaciones paleontológicas (Bristow y Hoffstetter, 1977; Shoemaker, 1977). La Unidad sobreyace discordantemente a la Unidad Quebrada Los Zábalos.

Unidad Celica (KCe) En el sector de El Cebollar se ha observado un lente volcánico, determinando una roca de composición andesítica basáltica, posiblemente se trate de una ventana del basamento volcánico sobre el que están depositados los sedimentos (Unidad Ciano), los que estarían en contacto tectónico con el basamento metamórfico del norte.

Unidad Ciano (KCn): Esta unidad se encuentra expuesta en el sector sur-este del área de estudio, con dirección E-W, sus afloramientos se encuentran bien expuestos en el sector del Cebollar en dirección al carretero que conduce a Alamor y en los sectores del Derrumbo, La Chorrera.

La unidad está constituida de areniscas de grano fino, limonitas y lutitas; los afloramientos de lutitas ubicados en el sector La Soledad presentan coloraciones oscuras, intercaladas con láminas de limolitas, mientras que el sector de Chorreras las lutitas están plegadas acompañadas de láminas de carbonato de calcio. En el sector de El Cebollar se ha observado un lente volcánico, determinando una roca de composición andesítica, posiblemente se trate de una ventana del basamento volcánico (Unidad Celica) sobre el que están depositados los sedimentos, los que estarían en contacto tectónico con el basamento metamórfico del norte.

Unidad Zapotillo (KZp): La unidad se encuentra bien expuesta en el sector sur-este del área de estudio, sus afloramientos están expuestos en la vía que conduce a El Limo - Banderones, siendo su afloramiento representativo en el sector de El Limo. La unidad comprende lutitas negras y grauwacas, tipo flysch.

La unidad esta sobreyaciendo hacia el este a la unidad Ciano, aunque la evidencia de su contacto no se ha identificado, basado por interpretaciones paleontológicas emitidas por Jaillard (2005), en las que ha determinado una edad del Santoniano temprano - Campaniano medio mediante la descripción de ammonites pachydiscid y Submortoniceras confirmando esta edad con la correlación con la Formación Angolo (Perú) (Jaillard, 2005) que incluso duro hasta inicios del Maestrichtiano.

Unidad Cazaderos (KCz): Se encuentra expuesta en el sector central de la hoja, en una franja con dirección E-W, sus afloramientos se hallan expuestos en el camino antiguo de Puyango - Alamor, en los sectores de la Chonta y Puente Chico y en quebradas cercanas a Cerro Verde y Hierbal grande.

La unidad sobreyace discordantemente a las rocas calcáreas de la unidad Puyango al norte y al sur a las rocas de las unidades Ciano y Zapotillo, mientras que en la parte este, cubren discordantemente a las rocas metamórficas de la Unidad El tigre, la unidad está constituida por lutitas negras intercaladas con limolitas.

El ambiente que se le atribuye a la unidad Cazaderos es de secuencias turbidíticas de antearco, en base a su contenido fosilífero (Jaillard, 1998), indicando esta asociación faunística una edad de Campaniano tardío a Maestrichtiano.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

En las rocas de basamento (Unidad El Tigre) presentan un clivaje de deformación este - oeste, en tramos se ha identificado clivaje de crenulación y plegamiento intenso, zonas de boudinage y presencia de augens de deformación, evidencia de fuerte deformación en rocas sedimentarias se observa dentro de la cuenca Alamor.

Sistema E-O: El principal sistema tectónico de carácter regional en la zona corresponde a la falla Puyango, que se presenta en este sector como una falla normal con buzamiento hacia el sur a lo largo del río Puyango.

La falla separa rocas cretácicas de diferente secuencia; rocas sedimentarias clásticas y volcánicas afloran al norte, mientras al sur son exclusivamente de fuentes calcáreas principalmente calizas y lutitas con importantes contenidos de carbonato (bloque hundido). A los dos lados de la falla, sobre una aureola de aproximadamente de un kilómetro, los buzamientos de las rocas Cretácicas son suaves y subhorizontales y sobre la falla, en una zona de hasta cien metros de ancho, los buzamientos de los estratos son fuertes a verticales (Feininger, 1976; INIGEMM, 2012-2013).

Por otro lado, dos fallas de gran importancia se observan en la vía nueva que conduce desde el pueblo de Puyango a Alamor, las fallan tiene un control en el levantamiento del bloque metamórfico que se observa en la parte este de la hoja.

Sistema NE-SO: En el área de estudio se observa fallas identificadas en fotografías aéreas con largos lineamientos separados por diferentes tonos de fotografía y/o elevaciones, que afectan las unidades El Tigre, Puyango y Ciano.

Sistema N-S: El principal sistema tectónico es la cuenca Lancones - Alamor denominada por otros autores como Lancones - Celica, localizada entre el Terreno Loja - Olmos y el Macizo Amotape - Tahuín, constituye una estructura alargada de rumbo N-S. La mayor parte de las secuencias que forman parte de la cuenca afloran en el sector peruano, mientras en el Ecuador rocas de esta secuencia afloran hasta el sector del Río Pindo, donde se acuñan en las secuencias metamórficas del Macizo Amotape - Tahuín y las rocas volcánicas de edad paleoceno - eoceno aflorantes en la zona occidental del Dominio Loja - Olmos. Por el E, el contacto entre las secuencias de la cuenca y las rocas del dominio mencionado es tectónico, mientras que el contacto con las rocas del Macizo Amotape - Tahuín es discordante.

GEOLOGÍA HISTÓRICA

Las rocas del Complejo Metamórfico de El Oro han sido interpretadas como parte de un complejo prisma acrecionario que se extiende a lo largo de los Andes del Norte, la mayor parte de estas rocas se encuentran cubiertos por depósitos volcánicos Terciario/Cuaternarios (Aspden, et. al, 1995). Durante el evento Paleozoico y Triásico se han confinado los sedimentos semipelíticos de Tahuín, dentro de los cuales se incluye la Unidad el Tigre y la Victoria, los que fueron acompañados por incidencias tectónicas de alta intensidad provocando al norte cizallamiento dextral, formación de migmatitas, emplazamiento de granitoides syn-tectónicos y tectónicos tardíos de tipo “S” (Complejo Moromoro) y la intrusión de magma máficos (Complejo Piedras), (Aspden, et al, 1995). Los sedimentos protolitos de la división Tahuín fueron turbiditas marinas depositadas sobre una pendiente continental principalmente en agua profunda (Feininger, T. 1975).

En el Cretácico se produce la desmembración del Bloque Amotape-Tahuín de la Cordillera Real, este evento fue el causante de la apertura de la cuenca Alamor-Lancones (Egüez et al., 2001), al mismo tiempo basaltos oceánicos fueron generados junto a brechas volcánicas y sedimentos pelíticos en el Cretácico Temprano (INIGEMM-SENESCYT, 2013). Durante el Cretácico la cuenca estuvo tectónicamente activa y rellena principalmente por turbiditas, la cuenca CAL está situada en el noroeste de Perú y suroeste de Ecuador, limitada al este y el sureste por un arco insular formado por rocas basálticas de afinidad toleítica (INIGEMM-SENESCYT, 2013), y al oeste y noroeste por el macizo Paleozoico Amotape-Tahuín (Jaillard, et. al, 2005).

Al noroeste de la cuenca, discordantemente sobre la unidad El Tigre, durante el Aptiano-Albiano (Jaillard, et al., 1999), se depositaron areniscas silicificadas, conglomerados con clastos metamórficos y volcánicos indicando un ambiente fluvial costero, arena volcanoclástica gruesa y arena fina muy compacta donde se encuentran troncos fósiles y arena media volcanoclástica (Unidad Quebrada Los Zábalos). Durante el Albiano temprano a tardío (Bristow y Hoffstetter, 1977; Shoemaker, 1982), se desarrolla un ambiente de plataforma por debajo del tren de olas, calizas negras y calizas bituminosas, que se encuentran intercaladas con areniscas calcáreas interpretadas como turbiditas distales correspondiente a la (Unidad Puyango). Hacia el Este se depositaron secuencias volcanoclásticas proximal de grano medio a grueso intercalado con lavas coincidentes con la (Unidad Célica).

En el sector sur-oriental se depositaron limolitas y lutitas (Unidad Ciano), encontrándose un lente de flujo volcánico de composición andesítica posiblemente asociado a la (Unidad Celica). A principios del Cretácico Tardío, en una de las transgresiones marinas desarrolladas a mediados y finales del Campaniano (Jaillard et. al, 2005), las turbiditas (Unidad Zapotillo) sobreyacen discordantemente a las lutitas negras con nódulos calcáreos y capas arcósicas. Durante el Maastrichtiano temprano-medio se produce una nueva transgresión (Jaillard et. al, 2005), donde las rocas de la formación Zapotillo son recubiertas por lutitas, negras intercaladas con limolitas (Unidad Cazaderos), las rocas del Albiano (Unidad Puyango) también son cubiertas por estas capas transgresoras.

REFERENCIAS

ASPDEN J. A., BONILLA W. & DUQUE P. (1995) The El Oro Metamorphic complex, Ecuador: geology and economic mineral deposits. Overseas Geology and Mineral Resources. British Geological Survey. Keyworth, Nottingham. Number 67.

BRISTOW C. & HOFFSTETTER R. (1977) Léxico Estratigráfico Internacional. Volumen 5. Fascículo 5. Ecuador.

EGÜEZ A. & POMA O. (2001) La Cuenca Alamor-Lancones en el Contexto Geodinámico de los Andes de Huancabamba, SW Ecuador. Cuartas jornadas en Ciencias de la Tierra, Escuela Politécnica Nacional.

FEININGER T. (1975) Geología de la Zona Arenillas - Puyango. PREDESUR. Ecuador.

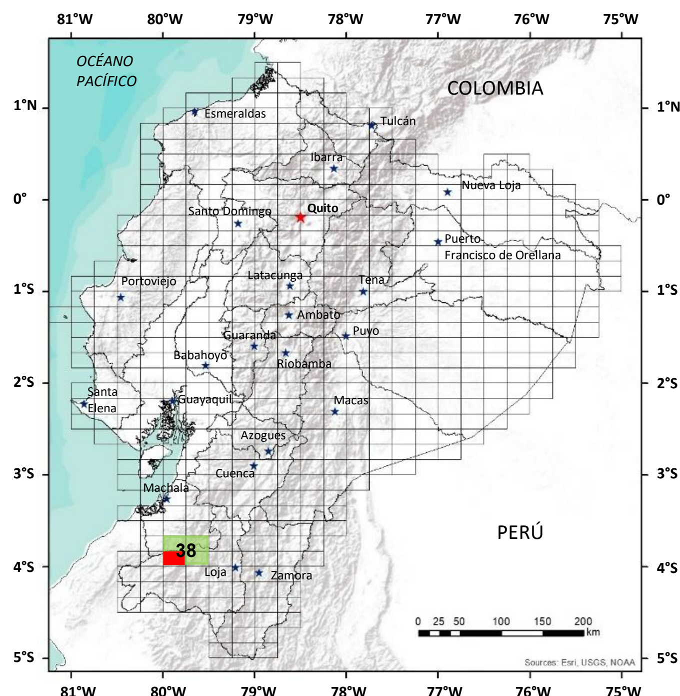
INIGEMM (2013) Proyecto “Modelo Piloto para la Determinación del Potencial Geológico-Mineralógico de las zonas Zaruma y Cariamanga escala 1:100000”, Memoria Técnica Hoja Geológica de Zaruma Escala 1:100000.

JAILLARD E., BENGTSON P. & DHONDT A. (2005) Late Cretaceous marine transgressions in Ecuador and northern Peru: A refined stratigraphic framework. Journal of South American Earth Sciences 19 (2005) 307-323.

JAILLARD E., LAUBACHER G., BENGTSON P., DHONDT A. & BULOT L. (1999) Stratigraphy and evolution of the Cretaceous forearc Celica - Lancones basin of southwestern Ecuador. Journal of South American Earth Sciences 12, 51 - 68.

JAILLARD E., LAUBACHER G., BENGTSON P., DHONDT A., PHILIP J., BULOT L. & ROBERT E. (1998) Revisión Estratigráfica del Cretáceo Superior del Noroeste Peruano y Suroeste Ecuatoriano. Datos Preliminares, Consecuencias tectónicas. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú v.88, p. 101 - 105.

SHOEMAKER R. (1977) La Geología y Paleontología de los Sedimentos Cretácicos del Valle del Río Puyango, Provincias de Loja y El Oro, Ecuador. Subcomisión Ecuatoriana PREDESUR - Towson State University - PREDESUR. Quito - Ecuador. Publicación N°64.



HOJA GEOLÓGICA- E3 (38SW)
LAURO GUERRERO (2009)

INTRODUCCIÓN

La Hoja geológica Lauro Guerrero No. 38 SO, escala 1:50000, localizada en la zona centro-norte de la provincia de Loja, cubre una superficie aproximada de 512.5 Km^2, ocupa el límite norte de la cuenca Alamor-Lancones y parte del Dominio Amotape- Tahuín, (Pilatasig y otros, 2005). Las alturas varían entre 2800 a 3000 m.s.n.m., con zonas de pequeños valles fluviales, lomas y montañas alargadas. Al Sureste las lomas son alargadas con dirección NE-SO y pendientes pronunciadas, en la parte central son más suaves con direcciones N-S, al Noroeste son alargadas E-O con pendientes pronunciadas.

El clima y la vegetación están condicionados a la topografía y altitud. En las zonas de montañas (2800 m.s.n.m.) predomina el clima frío con temperaturas de 5° a 15° C., y en las zonas de valles fluviales el clima es templado con temperaturas promedio de 18° C. Las estaciones son marcadas con lluvias en los meses de diciembre a abril, los drenajes son de tipo dendrítico, paralelo y rectangular. El sistema fluvial está representado por el río Puyango y las quebradas Shoa, Tunima, Santa Ana, Zaraguayas y Chonta. La zona se recorre por vías de segundo orden, caminos de verano y senderos. La principal fuente económica de la zona es la ganadería y la agricultura (cultivo de café). Concentraciones poblacionales se localizan en Lauro Guerrero, Orianga y en las parroquias de Vicentino, Ciano Viejo y Ciano Nuevo.

ESTRATIGRAFÍA

Unidad El Tigre (T3ET) (Paleozoico Temprano): Aspden et al. (1995). Consiste esencialmente de una secuencia de rocas no metamorfizadas a débilmente metamorfizadas de lutitas, limolitas y areniscas intercaladas. Las rocas débilmente metamórficas preservan la interestratificación de arenisca con lutita o limolita. Las pelitas son filitas, las areniscas finogranulares se recristalizan a cuarcitas con vetas de cuarzo lechoso (Aspden y Duque, 1997). Estas rocas afloran en la zona noroccidental y centro-norte de la Hoja, en las coordenadas (626567-9571697) corresponden a una secuencia de capas decimétricas de areniscas de color crema intercaladas con niveles decimétricos de filitas de color gris-verdoso, con estratificación inclinada, paralela a la foliación existente en las rocas que presentan un metamorfismo de bajo grado (filitas), las estructuras presentan un rumbo preferencial NO-SE con inclinaciones que oscilan entre 54° y 70° hacia el SO, otros afloramientos similares se localizan en el tramo de la carretera río Pindo-Orianga.

La edad asignada a esta Unidad, por criterios paleontológicos no conclusivos y correlación con rocas similares en el Perú, corresponde al Paleozoico Temprano (Feininger, 1978; Aspden et al., 1995).

Formación Puyango (KPy) (Cretácico): Campbell (1974): Definida como Puyango del Cretáceo por Faucher y Savoyat (1973), incluida por Kennerley (1973) dentro del denominado Grupo Puyango, parte del Grupo Alamor, posteriormente denominada Formación Puyango (Campbell, 1974). Afloran en la zona norte del área de estudio, como una franja de dirección E-O, donde localmente predominan dos facies bien marcadas y diferenciadas en campo: una volcánica-sedimentaria y otra sedimentaria-volcánica.

Facies Volcánica-Sedimentaria: Localizada al NE del río Pindo (635410-9575575), en la margen izquierda afloran, aglomerados de color café, silicificados, intercalados por grauvacas color crema y brechas andesitas silicificadas color gris verdoso. Microscópicamente contiene plagioclasas (Oligoclasa), piroxenos englobados, cuarzo, constituida de una matriz fina vítrea con una alteración clorítica formando variolitas. Al Oeste del río Puyango (632702-9575486); afloran tobas de cristales color púrpura, con cristales de feldespatos color blanco, líticos de rocas sedimentarías, afectadas por un fracturamiento moderado sobreyaciendo a paquetes de limos y grauvacas. En la carretera El Guineo-Puente del río Pindo, coordenadas (634766-9574767); afloran rocas sedimentarias de grano fino de coloración gris verdosa, muy duras silicificadas.

Facies Sedimentaria-Volcánica: Afloramientos localizados en las coordenadas (612220- 9573154), confluencia de las quebradas Chinchanga y Tunima, en el margen izquierdo de la Q. Tunima ocurren capas de limolitas grises a negras con estratificación subhorizontal donde se intercalan restos de troncos de árboles silicificados.

Otros afloramientos localizados al NO de El Triunfo, en la parte alta del Filo Miraflores (620874-9572031), la litología consiste en arcillolitas, de color gris amarillento, muy duras, las arcillolitas están compuestas de cuarzo subredondeado en vetillas, biotita, siderita y moscovita, relacionado con una alteración argílica, presenta una débil foliación (tectónica?) paralelo a la estratificación con dirección N25°O buzando 75° al SO.

La Formación Puyango hacia el Norte sobreyace discordantemente a las rocas metamórficas de la Unidad El Tigre, mientras que el contacto hacia el Sur, con las areniscas cuarzosas de la Formación Cazaderos es tectónico (Pilatasig y otros, 2005).

Por las relaciones con las Unidades El Tigre y Cazaderos, una edad Cretácico Inferior-Medio se asigna a esta secuencia.

Formación Cazaderos (KCz) (Albiano Medio temprano): Definida por Kennerley (1973); aflora al occidente de la zona de estudio como una faja que se extiende en dirección general E-O, rocas localizadas en las coordenadas (612159-9568272), al Sur del sector Alto de la Cruz, corresponden a areniscas blancas duras y masivas, no presentan estratificación bien definida, otros afloramientos presentan pizarras afectadas por un fuerte cizallamiento, más hacia el Sur ocurre una secuencia de limos grises, la estratificación tiene un rumbo N70°O, buzando 65° hacia el NE.

La edad asignada a esta Formación con base en análisis micropaleontológicos, basada en foraminíferos planctónicos y nanofósiles calcáreos, determinan una edad de Albiano Medio temprano, correspondiente a la zona de *Ticinella primula*, considerado marcador zonal (Ordóñez M., et al, 2006).

Unidad Quillosara (KQ) (Albiano-Cenomaniano): Jaillard y otros (1999). Definida anteriormente como parte de la Unidad Celica, actualmente Unidad Quillosara (Jaillard y otros, 1999). Litologías identificadas corresponden a una secuencia de rocas verdes clásticas de origen volcánico, brechas, areniscas y niveles finos de limolitas grises. Afloran en la zona central y oriental de la Hoja en forma de cuerpos alargados que se extienden con una dirección general NE-SO. Otros afloramientos localizados hacia el NO de la población de Lauro Guerrero (636046-9562200), consisten básicamente de tobas andesíticas verdosas con presencia de clorita, epidota, cristales de feldespato y cuarzo, poco fracturadas. Brechas asignadas a esta Unidad se han identificado en el curso de la Quebrada de Shoa (620385-9567268) sector Venados, curso de la Quebrada Chonta (631295-9568660), las rocas corresponden a microbrecha volcánica polimíctica gris verdosa, con clastos angulosos y cristales de cuarzo, las rocas localmente se presentan diaclasadas y cizalladas con dirección preferencial E-O buzando 50° al Sur. Además, presentan mineralización diseminada de sulfuros de Fe.

Microscópicamente presentan una matriz fina vítrea con carbonatos alterados, conteniendo clastos de vidrio volcánico redondeados a subredondeados cementados con clorita y calcita alterada (variolitas), clastos de plagioclasas (andesina) en forma de pórfidos y microlitos, vetillas de cuarzo con óxidos de Fe, cuarzo policristalino y minerales opacos. Afloramientos localizados al Sur de Orianga (625739-9568322) corresponden a tobas andesíticas de color gris verdoso, diaclasadas y con vetillas de cuarzo de ± 0.5 cm de espesor. Microscópicamente corresponde a una microbrecha volcánica, con minerales de plagioclasas alteradas (oligoclasa-andesina), cuarzos subredondeados, presenta una matriz muy fina compuesta de variolitas, existe una alteración por cloritización afectando a las moscovitas, contiene minerales opacos en abundancia, vetillas rellenas de sericita y carbonatos.

La relación estratigráfica de la Unidad Quillosara con la Formación Zapotillo no es clara, pero parecen ser interdigitadas. Fuera del área de estudio coordenadas (641300-9559400), Noreste de Casanga, esta secuencia es aparentemente sobreyacida concordantemente por rocas sedimentarias de edad Cenomaniano-Turoniano (Jaillard y otros, 1999), entonces una edad Albiano-Cenomaniano se asigna a esta Unidad (Pilatasig y otros, 2005).

Formación Zapotillo (KZa) (Cretácico): Definida por Kennerley (1973), forma parte de la Cuenca Alamor-Lancones (Pilatasig y otros, 2005). En el área de estudio aflora como fajas que se extienden en dirección NE-SO, las mismas que en algunos sectores se encuentran sobreyacidas por las rocas volcano-sedimentarias de la Formación Loma Blanca. En este trabajo se han identificado los miembros medio y superior (Gordón y otros, 2008).

Miembro Zapotillo Medio (KZam) (Cenomaniano Superior): Gordón y Pilatasig (2006). Las rocas de este Miembro están dispuestas como una faja de dirección NE-SO, predominantemente compuestas por lutitas negras y limolitas con intercalaciones de capas delgadas de arenisca de grano medio a fino. Afloramientos localizados en la quebrada Zamanga al NE de la zona de estudio (635359-9571234), corresponden a areniscas negras duras de grano medio, intercaladas con capas centimétricas de limolitas, con sulfuros diseminados, estratificadas con rumbo N70°E, buzando 60° al NO, los estratos tienen un espesor aproximado de 3 metros, rocas similares se encuentran en la zona central del área de estudio, en los sectores la Chorrera (627220-9566314) y el Limón (625842-9567664). Hacia el SO de la Hoja sector las Vegas (614522-9561573) afloran lutitas negras y rojas, en algunos sectores intercaladas con capas centimétricas de limolitas grises.

Al Oeste del sector El Placer (632399-9571440), las rocas corresponden a limos de color gris verdoso con clastos de rocas sedimentarias y nódulos de feldespatos alterados, intercaladas con areniscas duras de grano fino color gris verdoso a negro, sobreyacidas localmente por limos, la estratificación es inclinada con rumbo N80°E, buzando 75° hacia él SE.

Una edad Cenomaniano Superior se asume para este Miembro, pudiendo llegar tal vez hasta el Turoniano (Gordón y Pilatasig, 2006).

Miembro Zapotillo Superior (KZas) (Santoniano Inferior): Gordón y Pilatasig (2006). Rocas de este miembro afloran en la parte SE y SO de la zona de estudio, formando un cuerpo de dirección E-O a NE-SO, compuesto en su mayoría por grauvacas de color café oscuro, intercaladas con areniscas tobáceas de grano medio de color gris verdoso, con rumbo N60°E, buzando 40° al SE. Al Oeste de Vicentino en el sitio de coordenadas (616308-9562302), afloran grauvacas de color café oscuro, meteorizadas, sobreyacidas por una secuencia de capas decimétricas de areniscas tobáceas de grano medio y de areniscas negras de grano fino a medio, variando la estratificación de inclinada a subhorizontal.

El Miembro Superior de la Formación Zapotillo yace concordantemente al Miembro Medio y estaría en contacto interdigitado con la Unidad Quillosara y sobreyacido discordantemente por la Fm. Loma Blanca, (sector Ciano Viejo 613938-9565221). Por su posición estratigráfica dentro de la cuenca se le atribuye una edad Santoniano Inferior (Gordón y Pilatasig, 2006).

Formación Loma Blanca (E3LB) (Oligoceno): Definida por Kennerley (1973), estas rocas afloran ampliamente en la zona Sur de la Hoja, consisten en rocas bien estratificadas en capas centimétricas a decimétricas, de areniscas blancas feldespáticas, intercaladas con limos cremas y estratos de ceniza volcánica, la estratificación es inclinada buzando 53° al SE con rumbo N 65°E, indicando un posible depósito en un ambiente acuoso. Al SE de La Esperanza en (626202-9565347), aflora una secuencia de capas centimétricas de areniscas feldespáticas y limos de color blanco-púrpura, la estratificación de estas capas tiene una dirección N60°E, buzando 50° al SE, estas rocas hacia el S y SO sobreyacen discordantemente a las rocas sedimentarias de la Formación Zapotillo, mientras que hacia la zona centro-oriental de la Hoja sobreyacen discordantemente a las rocas volcánicas de la Unidad Quillosara.

La edad reportada para esta formación con base en dataciones radiométricas (Fission-Track) es del Oligoceno (Hungerbühler, 2000).

Depósitos aluviales: Corresponden a depósitos ubicados en los márgenes de los ríos, de poca potencia y composición varía gravas, areniscas y sedimentos finos, producto de la erosión de las rocas del área.

ESTRUCTURAS

Juegos de fallas inversas se cartografiaron principalmente cerca del borde Norte de la cuenca, estas estructuras presentan vergencia al NE, SO y NO (parte norte del área de estudio). Grandes estructuras de rumbo NE-SO, separan las zonas geográficas actuales de la región, las mismas que posiblemente controlaron la depositación de las rocas cretácicas. En el terciario las fallas controlaron no solo la sedimentación eocénica, sino también la deformación terciaria (pliegues NE-SO) y la topografía actual (Jaillard E. at al, 1998).

En la zona de estudio las fallas geológicas identificadas presentan dos direcciones preferenciales E-O y NE-SO, un lineamiento regional con dirección E-O se localiza a lo largo del denominado Filo Miraflores, cuyos rasgos estructurales se identificaron en base a los rasgos morfológicos e imágenes satelitales. Las estructuras con dirección NE-SO son de carácter regional y se representan como lineamientos obtenidos mediante el análisis morfológico e interpretación de imágenes satelitales, donde los cursos de varias quebradas están alineados claramente con la dirección indicada.

GEOLOGÍA HISTÓRICA

Dentro del ensamblaje geológico del territorio ecuatoriano la zona de estudio está localizada en la parte Norte de la cuenca Pre-cretácica Alamor-Lancones (tipo pull-apart), donde se distingue una serie sedimentaria occidental, que constituye la cobertura del Bloque Amotape-Tahuín (BAT) (Berrones G. et al., 1993), y una serie oriental en parte volcánica perteneciendo a la margen andina, el análisis de estos depósitos evidencia una historia geológica compleja, que registró las etapas principales de la evolución tectónica precoz de los Andes (Kellogg J., 1982).

Las rocas más viejas del área de estudio corresponden a la unidad El Tigre, borde Norte de la cuenca (Depósitos de ambiente continental) de edad Paleozoica, sobreyacidas discordantemente por una secuencia de grauvacas turbidíticas no datadas (Fm. Puyango) (Jaillard et al, 1998), intercaladas con aglomerados y flujos de lavas andesíticas al Noreste mientras al Noroeste es más sedimentaria. Pliegues echados al Norte, con esquistosidad de plano axial, presentan direcciones axiales E-O a ONO-ESE. Esta fase de plegamiento es de edad Santoniano – Campaniano (Jaillard E. at al, 1998). En la zona de Cazaderos las lutitas están intercaladas con turbiditas relativamente distales que indican un medio más profundo (Jaillard E. at al, 1998). Eventos volcánicos permiten la depositación de rocas verdes clásticas intercaladas con niveles sedimentarios (U. Quillosara), posiblemente intercalados con los sedimentos correspondientes a los Miembros Zapotillo Medio y Superior (interpretadas como depósitos de cono turbidítico mediano a distal (Morris y Alemán, 1975), constituidos por grauvacas, areniscas y lutitas. Una reactivación volcánica continental permite en el Oligoceno que el depósito posiblemente se forme en un medio acuoso de productos volcánicos intercalado con niveles sedimentarios (Fm. Loma Blanca).

INDICIOS MINERALES

La zona de estudio en lo referente a recursos minerales, con base en estudios previos de prospección geoquímica se reportan dos sitios con indicios minerales, el primero localizado en el sector de Ciano Viejo (614400-9565000) donde se indica la existencia de zonas de oxidación con la presencia de minerales de cinc (Zn), el segundo localizado en el curso de la Qda. La Chorrera (627300-9566700), al NO del sector la Esperanza se reporta indicios de plomo (Pb) (Alvarado G., 1971).

En lo referente a minerales no metálicos durante este trabajo, en la población de Orianga, en el sitio de coordenadas (625473-9569403) se identificó la presencia de un lente de grafito, con un espesor aproximado de 1.5 m. Con relación a indicios de minerales metálicos, información proporcionada por el Ing. R. Reyes (conversación verbal) en el sitio de coordenadas (620389-9572315) al NO del sector el Triunfo indica la presencia de Au con valores de 0.2 g/Ton.

En el presente trabajo de acuerdo con los análisis de muestras de sedimentos fluviales colectados en los las principales quebradas de la zona de estudio como son: Quebrada Huaquillas, Rabija, Yamba Lamaca, Tushes, La Bendita, Chonta, Almendral, Shoa, El Colorado Tunima, El Mango, presentan valores anomálicos de Cu, Pb y Zn. (Adjunto en esquema de recursos minerales)

HIDROGEOLOGÍA

Las muestras de agua y sedimentos, fueron recolectadas en drenajes de primer y segundo orden de las principales microcuencas hidrográficas afluentes del río Puyango. Las litologías predominantes (grauvacas, limolitas, tobas y brechas) no consolidadas y las condiciones de fracturamiento de la roca y de su intemperismo acelerado, facilita las condicionantes para la generación de acuíferos de infiltración secundaria. La presencia de mineralizaciones de sulfuros (pirita, arsenopirita y calcopirita) en las litologías sugieren ser las fuentes naturales de metales de As, Pb y Cu.

Los contenidos de As, Pb, Zn y Cu, en las aguas y sedimentos fluviales del río Puyango (valores altos) son el resultado de fuentes antrópicas (mineras), acarreadas por el río desde Portovelo y Zaruma, tenores que contrastan con las condiciones naturales presentes en sus afluentes de la margen izquierda, donde sus contenidos a pesar de que sobrepasan sus límites permisibles, representan el fondo natural proveniente de las rocas del sector. Los contenidos en As, Pb, Zn, Mn, en las aguas superficiales de los drenajes superiores de la cuenca Puyango (sector puente El Pindo, Zaraguayas, Cochurco) señalan características hidrogeoquímicas con contenidos perjudiciales para la salud.

El análisis de las aguas y sedimentos fluviales, señalan que existe una relación directa entre los contenidos de metales condicionados por las concentraciones metálicas que componen las litologías encontradas en las microcuencas investigadas (Ejem. tenores de As, Pb, Zn, Cu y SO_4, responden a fuentes provenientes de zonas de alteración hidrotermal encontradas en las microcuencas Cochurco, El Mango, Zaraguayas y Chichanga).

PROCESOS GEODINÁMICOS EXTERNOS

Deslizamientos: Las principales zonas afectadas por deslizamientos dentro del área de investigación se localizan en el tramo de la carretera Río Pindo-Orianga, donde se han identificado procesos de movimientos en masa de mediana y pequeña magnitud, posiblemente estén relacionados con las estructuras locales (estratificación, foliación) y la litología (filitas, limolitas) presentes en el sector. Las direcciones preferenciales de los deslizamientos son hacia el SE y corresponden a movimientos de tipo rotacional, flujos de detritos, caída de rocas y combinados.

Avalanchas: Ocurren en la zona sur-oriental de la Hoja, en pendientes que oscilan entre 40° y 45° de inclinación. Los depósitos de avalancha ocurren al NO de la Loma Lasaca, coordenadas (629782-9563869), como también al SO y NO del sector Piñas, constituidas por bloques subredondeados de rocas volcánicas, recristalizadas y en menor proporción rodados de grauvacas, la dirección preferencial de las avalanchas es N40°O.

REFERENCIAS

ALVARADO G. (1971) Estudio Geológico - Geoquímico De Las Hojas De Ciano-Tahuín, Uc.

ASPDEN J., BONILLA W. & DUQUE P. (1995) The El Oro metamorphic complex, Ecuador: geology and economic mineral deposits. Keyworth, Nottingham British Geological Survey.

BERRONES G., JAILLARD E., ORDOÑEZ M., BENGTSON P., BENÍTEZ S., JIMÉNEZ N. & ZAMBRANO I. (1993) Stratigraphy of the « Celica-Lancones Basin » (southwestern ecuador-northwestern Perú) Tectonic Implications.

BRISTOW C. R. & HOFFSTETTER R. (1977) Lexique Stratigraphique. AMERIQUE LATINE, Sous la direction de Robert Hoffstetter, Paris, Fascicule 5 a2. Ecuador 2. Edition.

CAMPBELL C. J. (1974) En Bristow C. R. et Hoffstetter R., (1977) Lexique Stratigraphique. AMERIQUE LATINE, Sous la direction de Robert Hoffstetter, Paris, Fascicule 5 a2. Ecuador 2. Edition

FAUCHER B. & SAVOYAT E. (1973) En Bristow C. R. et Hoffstetter R. (1977) Lexique Stratigraphique. AMERIQUE LATINE, Sous la direction de Robert Hoffstetter, Paris, Fascicule 5 a2. Ecuador 2. Edition

FEININGER T. (1978) Geological map of western El Oro Province. 1:50000. Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador.

GORDÓN D., CASTILLO W., NASIMBA L. & PONCE M. (2008) Hoja geológica Celica, escala 1 :50000, Servicio Geológico Nacional.

GORDÓN D. & PILATASIG L. (2006) Hojas geológicas Zapotillo y Macará, escala 1:100000, Servicio Geológico Nacional.

JAILLARD E., LAUBACHER G., BENGTSON P., DHONDT A. & BULOT L. (1999) Stratigraphy and evolution of the cretaceous forearc Celica-Lancones basin of southwestern Ecuador. Journal of South American Earth Science 12 pag, 51-68. Elsevier Science Ltda.

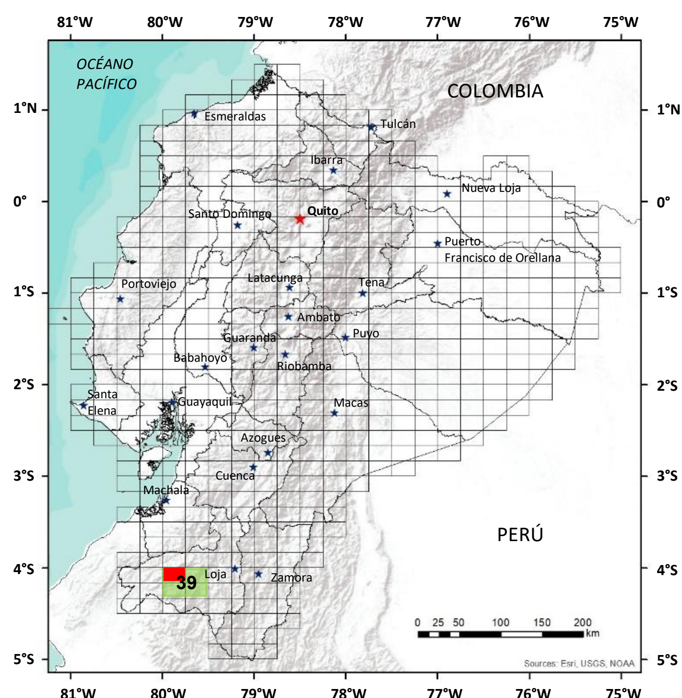
KELLOGG J. N. & BONINI W. E. (1982) Subduction of Caribbean Plate and basement uplifts in the overriding South American Plate, Tectonics, 1 (3), 251-276

KENNERLEY J. B. (1973) Geology of Loja Province Southern Ecuador, Institute of Geological Sciences London.

MORRIS R.C. & ALEMÁN A. (1975) Sedimentation and tectonics of middle Cretaceous Copa Sombrero formation in Northwest Perú. Bol. Soc. Geol. Perú.

ORDÓÑEZ M., JIMÉNEZ N. & SUÁREZ J. (2006) Micropaleontología Ecuatoriana, Centro de Investigaciones Geológicas, Petroproducción, Guayaquil, pag, 192 - 193.

PILATASIG L., GORDÓN D., PALACIOS O. & SÁNCHEZ J. (2005) Geología del Ecuador y Perú entre 3°S y 6°S (Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas).



HOJA GEOLÓGICA-A1 (39NW)
CELICA (2008)

INTRODUCCIÓN

La Hoja geológica Celica No. 39 NO, escala 1:50000, está localizada en la zona centro-oeste de la provincia de Loja y cubre una superficie aproximada de 512.5 Km^2. El área de investigación comprende zonas de valles y montaña con alturas que varían entre 700 a 3100 m.s.n.m. y forma parte de la cuenca Alamor-Lancones (Pilatasig y otros, 2005).

La zona de estudio, topográficamente, cubre la hoja Celica escala 1:50000. El paisaje en la parte Noroeste se caracteriza por la presencia de lomas alargadas con dirección NE-SO, mientras en la parte centro-este y Sureste la morfología es más suave y con formas más redondeadas por la presencia de cuerpos porfiríticos y el intrusivo Tangula, respectivamente.

El clima y la vegetación están condicionados a la topografía y altitud. En las zonas de montañas altas, predomina el clima frío con temperaturas de 5 °C a 15 °C y en las zonas de valles fluviales localizados en la parte E y S de la Hoja, el clima es templado con temperaturas promedio de 18 °C. Las estaciones son marcadas con lluvias en los meses de diciembre a abril, existiendo precipitaciones bajas en los meses de mayo y noviembre, en los meses restantes es verano. El patrón de drenaje en su orden es dendrítico, paralelo y rectangular. La zona es drenada por los ríos Catamayo, Playas, Laramine y sus respectivos afluentes con quebradas de segundo y tercer orden.

La principal vía de acceso a la zona es la carretera Panamericana El Empalme - Celica - Alamor, además de caminos de verano y senderos de ingreso a los diferentes caseríos de la zona. La principal actividad económica es la agricultura, mediante el cultivo del maíz. La mayor concentración poblacional se localiza en la ciudad de Celica y en la parroquia Mercadillo localizadas al NO de la Hoja.

ESTRATIGRAFÍA

Unidad Punta de Piedra (KPP) (Cretácico): La Unidad Punta de Piedra es definida por Egüez y Poma (2001), las litologías típicas incluyen gabros, basaltos, andesitas, brechas volcánicas, tobas, areniscas, limolitas fuertemente deformadas, rocas muy difundidas en la parte oriental de la Cuenca Lancones-Alamor.

En el área de investigación predominan las rocas basálticas y andesíticas; en la carretera El Empalme - Lucarqui (coordenadas UTM: 629214-9543240), afloran rocas basálticas de color verde - oscuras, macroscópicamente con vesículas rellenas de cuarzo, de grano fino, textura afanítica, con cristales prismáticos de plagioclasa, máficos y opacos como minerales primarios mientras clorita y epidota ocurren como minerales de alteración. En los bordes cerca del contacto con el Complejo Intrusivo Tangula (CIT) contienen adicionalmente biotita fina y cuarzo por metamorfismo de contacto como en el sector de La Zanja, en ciertos sitios estas rocas están afectadas con un fuerte vetilleo de epidota y cuarzo.

En otros lugares ocurren andesitas de color verde como techos colgantes sobre el intrusivo, las mismas que microscópicamente presentan textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa (tendiendo a ser labradorita), la matriz es afanítica compuesta de microlitos de plagioclasa. Presencia de cristales de cuarzo de dos generaciones, el cuarzo de la primera generación forma grupos con extinción recta, mientras que el cuarzo de la segunda generación es de grano muy fino y forma concentraciones que rodean a los fenocristales de plagioclasa. Los minerales opacos (magnetita) corresponden a granos microscópicos euhédricos y anhédricos, se presentan en gran cantidad diseminados en toda la roca y son syngenéticos a la formación de la roca, en algunos sectores estos minerales se concentran alrededor de los cristales de cuarzo. Esta secuencia probablemente descansa directamente sobre el basamento metamórfico y con la Unidad Quillosara el contacto parece ser interdigitado.

La Unidad Punta de Piedra, constituye la roca de caja del CIT (con edades entre 114 ± 30 Ma y 93 ± 1.1 Ma), por tanto, se sugiere una edad pre- Aptiano para esta Unidad.

Unidad Quillosara (KQ) (Cretácico): Esta Unidad es definida por Jaillard y otros en 1999; regionalmente involucra las rocas verdes clásticas de origen volcánico, brechas, areniscas, limolitas y lutitas (Pilatasig y otros, 2005), en la zona de estudio forma una franja ancha que se extiende en dirección NE-SO.

Afloramientos localizados en el sector El Empalme (626350-9542037), consisten básicamente de tobas andesíticas, brechas, areniscas y niveles finos de limolitas grises. Los productos volcánicos (brechas) son generalmente de color gris verdoso por la presencia de clorita y epidota, contienen líticos angulosos a subredondeados y ocurren en capas potentes, cuyos espesores varían de métricos a decimétricos, además presentan fuerte meteorización esferoidal. Los niveles finos (limolitas) microscópicamente corresponden a una roca calcárea con textura masiva, compuesta por cristales de calcita de forma romboédrica y vetillas de carbonatos perpendiculares a la estratificación; la matriz de la roca es calcárea-arcillosa, posiblemente contiendo fósiles.

En el tramo de la carretera Lucarqui-Bramaderos desde las coordenadas (630310-9547125) hasta (630900-9548800), afloran sedimentos bien estratificados dispuestos en capas delgadas (centimétricas) intercaladas con niveles de yeso, con rumbo general Este-Oeste, buzando 35° al Norte. Los estratos están deformados generando pliegues recumbentes hacia el Sur, afectados localmente por alteración hidrotermal.

Los contactos con la Unidad Punta de Piedra y Formación Zapotillo parecen ser interdigitados. Fuera del área de estudio coordenadas (641300-9559400), Noreste de Casanga, esta secuencia es aparentemente sobreyacida concordantemente por rocas sedimentarias de edad Cenomaniano-Turoniano (Jaillard y otros, 1999), entonces una edad Albiano-Cenomaniano se asigna a esta Unidad (Pilatasig y otros, 2005).

Formación Zapotillo (KZa) (Cretácico): La Formación Zapotillo, es definida por Kennerley en 1973, forma parte de la Cuenca Alamor-Lancones (Pilatasig y otros 2005). Afloran al Noroeste y Noreste del área de estudio, como una franja que se extiende de occidente a oriente, en la parte central se encuentran cubiertas por las rocas volcano-sedimentarias de la Formación Loma Blanca. Al sur parece ser interdigitado con las rocas de la Unidad Quillosara. En este trabajo se han identificado los Miembros Inferior y Medio, previamente definidos en la Hoja geológica Zapotillo escala 1:100000 (Gordón y Pilatasig 2006).

Miembro Zapotillo Medio (KZam) (Cenomaniano Superior): Gordón y Pilatasig (2006). Este Miembro está dispuesto como fajas delgadas con rumbo Oeste-Este, predominantemente constituidas por lutitas negras con intercalaciones de capas delgadas de arenisca y grauvacas; las lutitas en ciertos niveles son calcáreas.

Afloramientos localizados en el margen izquierdo de la quebrada Laramine, coordenadas (618455-9554962), corresponden a limolitas de color negro, estratificación inclinada con rumbo N 70° E y buzando 45° al NO, localmente los estratos no superan los 2 metros de espesor.

Las rocas de este Miembro están sobreyacido concordantemente por el Miembro Zapotillo Superior e interdigitado con las rocas de la Unidad Quillosara. Una edad Cenomaniano Superior se asume para este Miembro por correlación con la Formación Jahuay Negro del Perú, pudiendo llegar tal vez hasta el Turoniano (Gordón y Pilatasig, 2006).

Miembro Zapotillo Superior (KZas) (Senoniano Inferior): (Gordón y Pilatasig, 2006). Afloran en la parte noroccidental de la zona de estudio y se extienden como dos franjas alargadas en dirección general Oeste - Este, compuesto en su mayoría por grauvacas y rocas volcanoclásticas (tobas) interestratificadas con niveles de grano fino. En el sector de coordenadas (615788-9557240), Noreste de Mercadillo afloran estratos decimétricos de lutitas, color negro muy duras (recristalizadas), con rumbo N50°O y buzando 17° al SO, interestratificados dentro de una secuencia de areniscas sucias mal clasificadas de color gris verdoso.

El miembro superior estaría en contacto interdigitado con la Unidad Quillosara y sobreyacido discordantemente por la Fm. Loma Blanca, por su posición estratigráfica dentro de la cuenca se le atribuye una edad Senoniano inferior (Gordón y Pilatasig, 2006).

Formación Naranjo (k_4k_5Na) (Cretácico): La Formación Naranjo definida por Jaillard y otros en 1992; comprende una alternancia de estratos de conglomerados, sedimentos calcáreo- arcilloso, calizas y grauvacas.

Restringida a la zona nororiental del área de estudio, forma parte de la cuenca de río Playas, afloramientos de conglomerados con matriz arcillosa se presentan en la base de la Formación, en el sitio de coordenadas (631784-9552560), sector El Limón corresponden a limolitas de color café claro, lutitas negras fracturadas, las capas tienen estratificación inclinada con rumbo N80°E y buzando 60° al NO. Esta Formación está sobreyaciendo a la Unidad Quillosara y sobreyacida concordantemente por la Formación Casanga.

La asociación faunística encontrada en la parte inferior de esta Formación es del Cretácico y la de la parte superior indica una edad Campaniano (Ordóñez M. et al., 2006).

Formación Casanga (k_5k_6Ca) (Cretácico): La Formación Casanga es definida por Jaillard y otros en 1992; y consiste en lutitas, margas, calizas, grauvacas y conglomerados.

Se manifiesta en la parte NO de la Hoja geológica, dentro de la cuenca de río Playas, afloramientos localizados en la parte nororiental de la Hoja, en el sector de Casanga coordenadas (637443-9556739); corresponden a capas delgadas bien estratificadas de lutitas, color negro y grauvacas con espesores ± 10 cm, intercalados con niveles de conglomerados de matriz arenosa con clastos redondeados de rocas volcánicas y sedimentarias, de diámetro <5 centímetros, la estratificación es inclinada con rumbo E-O, buzando 45°N. Estratigráficamente sobreyace en contacto transicional a la Formación Naranjo.

La asociación faunística indica el Cretácico Tardío correspondiente al intervalo Coniaciano – Maastrichtiano (Ordóñez M. et al., 2006).

Formación Sacapalca (E1E2Sa) (Paleoceno-Eoceno Temprano): Definida por Kennerley et al. (1973), regionalmente comprende lavas andesíticas, brechas tobáceas, piroclastos, conglomerados, lutitas lacustres y tobas dacíticas esparcidas (Pratt et al., 1997).

Asoma al Noreste de El Empalme, como una pequeña zona en la parte alta de las lomas del sector, afloramientos localizados en las coordenadas (634131-9551314); corresponden a rocas volcánicas de color púrpura a gris verdoso, textura porfirítica, con cristales de plagioclasa y hornblenda frescas, afectadas por un vetilleo y por una alteración de los minerales máficos a minerales de un color rojizo (posible hematización) clasificándole a la roca como una toba andesítica-porfirítica. Localmente descansa sobre la Unidad Quillosara.

La edad que se indica para esta Formación de acuerdo con dataciones radiométricas es de Paleoceno-Eoceno Temprano (Jaillard et al., 1996).

Formación Loma Blanca (E3LB) (Oligoceno): La Formación Loma Blanca definida por Kennerley (1973), agrupa a un conjunto de litologías desde rocas volcanoclásticas de composición ácida hasta sedimentos continentales. Ocupan el centro-norte de la Hoja geológica. Afloramientos localizados en el sector del cerro Guachaurco coordenadas (625307-9554352), corresponden a rocas bien estratificadas en capas decimétricas, de areniscas feldespáticas de color blanco, intercaladas con limolitas de color crema, capas de ceniza volcánica, la estratificación es inclinada con rumbo N65°E, buzando 53° al SE.

Las características de la litología permiten sugerir que se trata de un Miembro Superior de esta Formación. La posición topográfica estaría relacionada con el levantamiento del bloque nor-occidental del sistema de cabalgamiento Naranjo-Casanga. Localmente sobreyace discordantemente a las rocas de la Formación Zapotillo y Unidad Quillosara.

La edad reportada para esta Formación con base en dataciones radiométricas (Fission-Track) es del Oligoceno (Hungerbühler, 2000).

ROCAS INTRUSIVAS

Complejo Intrusivo Tangula (CIT): Definido como Batolito Tangula (Kennerley, 1973), en este trabajo con base en una diferenciación petrográfica se lo ha definido como Complejo Intrusivo Tangula (CIT). Ocupa la parte Sureste dentro del área mapeada, con una extensión al Sur (fuera de la Hoja). Macroscópicamente presenta una textura granular, homogénea, holocristalina con plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y mica (biotita), en ciertos niveles la presencia de hornblenda indicaría contaminación del magma con agua.

El complejo intrusivo comprende principalmente granodiorita-biotítica con facies de tonalita-hornblenda-biotita. Al sur del sector La Zanja (621830-9540270); el intrusivo se encuentra bastante meteorizado generando arcosa. El intrusivo en roca fresca es de color blanco a gris claro, grano medio, textura holocristalina con plagioclasa, cuarzo, hornblenda (poca biotita), además, presenta un débil magnetismo. La roca se la ha clasificado como una granodiorita hornbléndica, en ciertos lugares estas rocas contienen xenolitos de rocas negras con textura afanítica y de diámetro variable, posiblemente provenientes de la roca encajante del Complejo Intrusivo de Tangula. (Gordón y Pilatasig, 2006).

La distribución espacial de las fases del CIT, no está muy bien estudiada, pero se ha identificado por lo menos tres con enriquecimiento de diferentes minerales, una con feldespato potásico, con hornblenda y otra en cuarzo, que indican un enriquecimiento de estos elementos en la evolución magmática, quedando por diferenciar espacialmente la ubicación de cada etapa de intrusión, para conocer mejor la vida evolutiva del intrusivo y su relación lito-tectónica con las demás litologías. (Gordón y Pilatasig, 2006).

Por sus características el CIT parece ser estéril en su gran mayoría, pues no se ha encontrado evidencias de mineralización, los contactos con las rocas circundantes de las Unidades Punta de Piedra y Quillosara son intrusivos. Los resultados de los análisis geoquímicos indican que la roca tiende a ser granodiorita, emplazada a un arco volcánico continental, relacionado con procesos de subducción (Pilatasig y otros, 2005).

Kennerley (1980) le asigna una edad entre 114 ± 30 Ma y 113 ± 3 Ma por K/Ar en hornblenda. Por el método $^{40}Ar/^{39}Ar$ se dató una muestra de granodiorita (fuera de la Hoja) proporcionando una edad de 93 ± 1.1 Ma en biotita (Pilatasig y otros, 2005) correspondiéndole una edad Aptiano - Cenomaniano.

Pórfidos y diques: Los pórfidos son identificables principalmente porque presentan formas redondeadas, ubicados generalmente en la parte externa del CIT. Dentro del área de investigación ocurren principalmente en dos sectores, en la parte centro-oriental y centro-sur.

Estos cuerpos por su forma redondeada son fácilmente identificables en las imágenes satelitales, con diámetros ≤ 1.5 km de superficie. Se identificaron dos tipos de cuerpos porfiríticos, unos enriquecidos en feldespato con desarrollo de cristales hornblenda, ubicados más distantes de la posible fuente y los enriquecidos en cuarzo y feldespato (mineralizados), que están más cercanos al CIT. Varios de estos cuerpos están afectados por alteraciones Fílica (cuarzo, sericita, pirita) y Potásica (magnetita, cuarzo, sericita, anhidrita).

Los pórfidos cuarzo-feldespáticos microscópicamente, presentan textura porfirítica, con fenocristales de cuarzo, feldespato y plagioclasa, además la presencia de escasas micas negras (biotita). La matriz está en su mayor porcentaje compuesta por granos microscópicos de feldespatos y cuarzo. Los fenocristales de plagioclasa son de forma tabular y se presentan carbonatizados, cloritizados y epidotizados, los fenocristales de cuarzo son de forma redondeada, además contienen inclusiones de cristales de carbonatos. Los minerales opacos son euhedrales, muy pequeños y se presentan como accesorios diseminados en la matriz, además son escasos. Adicionalmente se tiene la presencia de vetillas de carbonatos cortando la matriz de la roca y en algunos casos a los fenocristales.

Los pórfidos feldespáticos con desarrollo de cristales de hornblenda, microscópicamente, presenta textura porfirítica, con fenocristales de feldespatos, anfíboles y cristales de cuarzo. El porcentaje de feldespatos está en el orden del 50% y son de forma tabular, los anfíboles (hornblenda) alrededor del 20% presentan forma hexagonal, laminar y alargada, cristales de cuarzo en un 5% de forma subredondeada. La matriz de la roca en su mayor porcentaje está compuesta por granos microscópicos de feldespatos y bajo porcentaje de cuarzo. Los minerales opacos, son euhedrales y anhedrales se presentan dispersos en la matriz y en algunos casos sobre los fenocristales de los anfíboles (hornblenda). Como minerales accesorios se tiene la presencia de epidota y clorita de forma esporádica, vetillas de carbonato cortando la matriz y los granos de opacos, indicando una mineralización singenética a la formación de la roca.

La Falla Río Playas parece ser el límite que controla la presencia de estos cuerpos, las estructuras casi perpendiculares ubicadas entre esta estructura y el Complejo Intrusivo de Tangula, controlarían el emplazamiento de los cuerpos porfiríticos, notándose esta influencia mayormente en la parte centro-oriental, mientras en la parte centro-sur esta influencia es menor. Las relaciones litoestratigráficas indican que estos cuerpos son más jóvenes en edad que el mismo Complejo Intrusivo de Tangula.

Diques con espesor < 5 metros, están cortando a las rocas de las Unidades Punta de Piedra y Quillosara, así como al CIT; las direcciones de estos cuerpos son variadas, de composición ácida, tipo riolitas.

Terrazas: Este tipo de depósitos se desarrollan en los márgenes de los ríos Catamayo y Playas, constituidos por material transportado producto de la alteración de las rocas presentes en la zona.

Deslizamientos: En la zona de estudio existen escarpes antiguos relacionados a procesos geodinámicos externos, que posiblemente estén relacionados con la dinámica de estructuras locales, como al Sureste de Zasanamá, donde los rasgos morfológicos permiten identificar escarpes que tipológicamente corresponderían a deslizamientos rotacionales.

En la imagen satelital (Landsat 7) se identificaron varias geoformas (escarpes), que indican la presencia de zonas afectadas por movimientos en masa, indicando dirección de movimiento preferenciales hacia el Sureste y Suroeste.

ESTRUCTURAS

En la zona de estudio las fallas geológicas presentan un rumbo preferencial NE-SO, mientras el fracturamiento presenta dos direcciones, una paralela a las estructuras mayores y otra perpendicular a las primeras. La principal estructura que corta el área de estudio presenta una dirección NE-SO, la misma que en la parte nororiental pone en cabalgamiento las rocas volcanoclásticas de la Unidad Quillosara sobre los sedimentos de las Formaciones Naranjo y Casanga, infiriendo su continuidad en la parte suroccidental en base a imágenes satelitales, cuyo trazo podría coincidir con el cambio del curso de afluentes de las quebradas Las Huertas y Changüí, además de escarpes antiguos localizados en los sitios de coordenadas (626487-9548447) y (622900-9547820).

A 1.5 kms al Sureste de Zazanamá, rasgos morfológicos (escarpe lineal recto) permiten inferir la presencia de una falla probablemente de tipo normal y rumbo general NE-SO, con descenso del bloque SE, acompañada con deslizamientos, afectando a las rocas de la Unidad Quillosara, la continuidad de esta estructura se la puede identificar a lo largo de ± 6 Kms. En la parte centro-sur y Sureste de la zona de investigación, cuerpos porfiríticos, parecen ser emplazados siguiendo zonas de debilidad, generadas por una deformación frágil probablemente por el intrusivo Tangula.

Los sedimentos localizados al Noroeste del área de estudio se encuentran deformados generando pliegues (anticlinales y sinclinales) con ejes preferenciales Este – Oeste con ángulos de buzamiento de moderados a altos (35-90°). Mientras que en la parte nororiental los sedimentos que rellenan la cuenca de río Playas también se encuentran plegadas con buzamientos menores (20-75°). Las estructuras presentes están relacionadas con deformaciones que afectan a las rocas de la cuenca, indicando en ambos casos un ambiente compresivo, sin descartar la intrusión del CIT, el mismo que evidencia un débil control estructural durante su emplazamiento.

GEOLOGÍA HISTÓRICA

Por un ambiente posiblemente extensivo y posteriormente dextral, se produce el desprendimiento del Macizo Amotape del Dominio Loja – Olmos y la migración hacia el Norte del macizo mencionado. Este evento posiblemente facilita la formación de la cuenca Lancones – Alamor, dentro de la cual en el pre-Aptiano, mientras al Oeste de la cuenca, sobre un probable basamento metamórfico, se depositaban secuencias sedimentarias de tipo flysch de grano fino a medio, al Oriente se produciría un adelgazamiento de la corteza debido a un posible diapirismo del manto, desarrollando un volcanismo de tipo fisural en un ambiente marino (depositándose lavas de composición basáltica a basalto-andesítica), producto de una extensión lateral que desarrolla zonas de debilidad por los cuales ascienden magmas primitivos (emplazando pequeños cuerpos gabroicos de afinidad toleítica), para generar un arco volcánico evolucionado que va variando su composición de toleítico a calcoalcalino.

Al Oeste del arco se depositan facies volcanoclásticas proximales correspondientes a la Unidad Quillosara (Pilatasig y otros, 2005). En el Aptiano-Cenomaniano, comienza a generarse la subducción de la placa oceánica bajo la continental, lo que produce el ascenso de magmas ácidos que provoca el emplazamiento del Complejo Intrusivo Tangula (tipo "I"). (Pilatasig y otros 2005). En ciertos lugares estas rocas se encuentran cortadas por varios cuerpos porfiríticos cuarzo feldespáticos jóvenes, algunos con mineralización.

Al Noreste del área de trabajo, se desarrollaría una depresión, con una dirección general NE-SO, (cuenca de Río Playas), permitiendo la depositación de sedimentos en un ambiente de plataforma interna a central de hasta 100 metros de profundidad (Fm. Naranjo) y en un paleoambiente marino (Fm. Casanga) desde el Coniaciano-Maastrichtiano.

Al Este del área de estudio, durante el Paleoceno-Eoceno se depositan rocas de arco volcánico y sedimentos continentales (Formación Sacapalca) relacionados muy probablemente a una acumulación en un semigraben.

En la zona centro norte del área de estudio durante el Oligoceno, se deposita una secuencia volcano-sedimentaria, en una cuenca de ambiente continental, (Pilatasig y otros 2005). En la actualidad en los márgenes de los ríos se depositan sedimentos generando terrazas aluviales.

INDICIOS MINERALES

Las zonas con interés mineral están representadas principalmente por los pórfidos ubicados en la parte centro-este y centro-sur de la Hoja, y con muy poca expectativa el Complejo Intrusivo de Tangula. Desde el sector de La Zanja al Noroeste, en la quebrada Trapiche Labrado, se presenta un sector con características de una zona de stock con la presencia de vetas de cuarzo con mineralización de sulfuros de Fe, relacionados con un cuerpo porfirítico.

En el sector denominado Cola (625500-9546800) afloran tobas andesíticas cortadas por vetas de cuarzo con espesor aproximado de 1 metro. Microscópicamente se observa mineralización de sulfuros, además el cuarzo es cavernoso y se presenta con relleno de óxidos Fe de coloración rojiza. En el sector se realizan trabajos de prospección de minerales metálicos (Au). Al Noreste de Yaraco las vetas tienen una dirección E-O, con espesor < 30 cm y están afectadas por alteración hidrotermal. En el sector de San José (632153-9547296), margen derecho del río Playas, se localiza un pequeño depósito de yeso vulcanogenético (INEMIN-BGS, 1990) actualmente explotado en forma artesanal.

HIDROGEOLOGÍA

De este trabajo se desprende que las capas de rocas volcánicas fracturadas y las areniscas (sin descartar los otros niveles sedimentarios) por su composición, ambiente de depósito y fracturamiento presentan características de porosidad y permeabilidad (primaria y secundaria) favorables para considerarse niveles reservorio o acuíferos, siendo las zonas de recarga los ríos que recorren la zona.

REFERENCIAS

BRISTOW C. R. & HOFFSTETTER R. (1977) Lexique Stratigraphique. Amérique Latine, Ecuador, Sous la direction de Robert Hoffstetter, Paris. Fascicule 5 a2. Union Internationale des Sciences Géologiques. Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.

EGÜEZ A. & POMA O. (2001) La Cuenca Alamor-Lancones En el Contexto Geodinámico de los Andes de Huancabamba, SW Ecuador. Cuartas Jornadas en ciencias de la Tierra, Memorias, pag, 10-22. Escuela politécnica Nacional.

GORDÓN D. & PILATASIG L. (2006) Hojas geológicas Zapotillo y Macará, escala 1:100000, Servicio Geológico Nacional.

HUNGERBÜHLER D. (1994) Neogene basins in the Andes of southern Ecuador: evolution, deformation and regional tectonic implications, PhD Thesis, Institute of Geology ETH-Zurich, Switzerland, pag, 176.

JAILLARD ET AL. (1996) Sedimentary and tectonic evolution of the arc zone of Southwestern Ecuador during Late Cretaceous and early Tertiary times.

JAILLARD E., LAUBACHER G., BENGTSON P., DHONDT A., BULOT L. (1999) Stratigraphy and evolution of the cretaceous forearc Celica- Lancones basin of southwestern Ecuador. Journal of South American Earth Science 12 pag, 51-68. Elsevier Science Ltda.

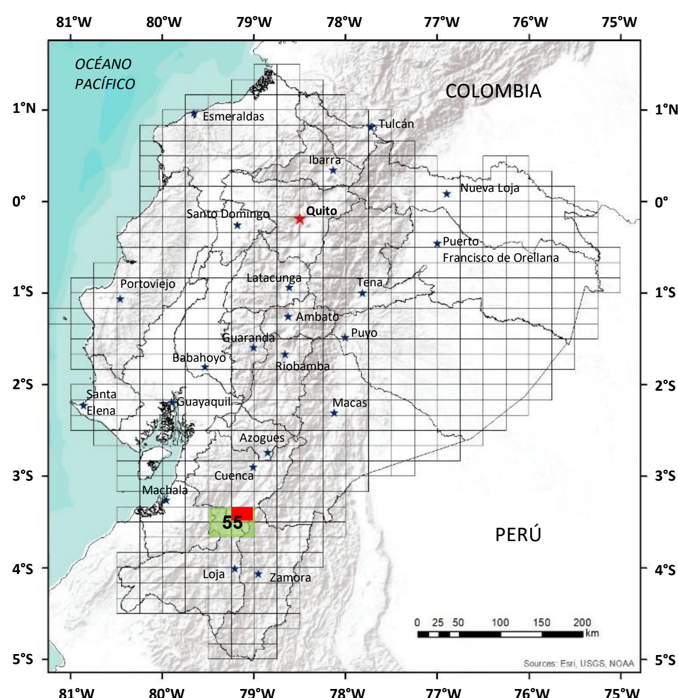
KENNERLEY J. B., ALMEIDA L., SOSA G., PALADINES A., CALLE J., GUEVARA S., LEÓN E., LOZADA F., LONGO R. (1973) Hoja Geológica Cariamanga, escala 1:100000; Quito, Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos (MRNE), Dirección General de Geología y Minas (DGGM), Institute of Geological Sciences London (IGS).

KENNERLEY J. B. (1973) Geology of Loja Province Southern Ecuador, Institute of Geological Sciences London.

ORDÓÑEZ M., JIMÉNEZ N., SUÁREZ J. (2006) Micropaleontología Ecuatoriana, Centro de Investigaciones Geológicas, Petroproducción, Guayaquil, pag, 192 - 193.

PILATASIG L. & OTROS (2005) Geología del Ecuador y Perú entre 3° S y 6° S (Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas) Servicio Geológico Nacional.

BRITO S., MARKWICH H., WEIGEL D. (1990) Investigaciones de materias primas minerales no metálicas en el Ecuador. Informe técnico: Investigaciones sobre yeso en el Ecuador.



HOJA GEOLÓGICA-D2 (55NE)
NABÓN (2017)

INTRODUCCIÓN

La Hoja geológica Nabón cubre una superficie aproximada de 512 Km^2 en la región Sierra al Sur de Ecuador e incluye parte de las provincias de Azuay, Loja y Zamora Chinchipe. Las principales redes viales son las carreteras Cuenca-Loja y la Ramada-Nabón; así como las vías de segundo orden: Nabón-Oña y El Progreso-Susudel.

Incluye los dominios geomorfológicos como la Cordillera Real (CR), parte de la Cordillera Occidental (CO) y la parte Sur de la cuenca sedimentaria de Nabón. En este sentido, se tiene una topografía bastante irregular con contrafuertes montañosos, pendientes empinadas y zonas semi-planas producto de un avanzado proceso de erosión. Las altitudes varían entre 1200 msnm en la zona más baja del río León al SO, hasta cerca de 3320 msnm en el cerro Pucahuaycundo al NE de la zona. Los drenajes del Oeste y centro este de la zona de estudio forman parte de la cuenca hidrográfica del río Jubones, con sus afluentes León, Oña y Udushapa que drenan al Pacífico, mientras que los ríos Shincata, Bermejo, Betas y Oñahuaycu drenan al Atlántico.

GEOLOGÍA

Las rocas metamórficas de la CR constituyen el basamento que aflora en la parte oriental de la zona de estudio. Este basamento se encuentra formado por granitoides tipo "S" del triásico desarrollados en una zona de rift (Litherland y otros, 1994). Y presumiblemente por las rocas de arco de islas oceánicas del Terreno Alao.

El volcanismo oligocénico y miocénico de arco continental de la CO ubicada al Oeste de la zona, está representado por rocas volcánicas y volcano-sedimentarias que han sido diferenciadas y discriminadas de los conjuntos litológicos regionales eocénicos a miocénicos descritos por Pratt y otros (1997) como Grupo Saraguro Indiferenciado y también de la anteriormente denominada Formación Sacapalca del Paleoceno. Cabe mencionar que en la parte central de la zona se han cartografiado y discriminado las rocas volcánicas asignadas a la Formación Tarqui por Kennerley y otros (1973).

Las rocas volcánicas oligocénicas y miocénicas constituyen el basamento de la cuenca intramontañosa de Nabón, mientras que el volcanismo mio-pliocénico representa el cierre y relleno de la cuenca.

Esta cuenca fue objeto de varios estudios efectuados por Hungerbühler y otros (1995) y Hungerbühler y otros (2002) aportando con el levantamiento geológico a detalle que ha sido considerado en el presente estudio, y numerosas dataciones radiométricas que han permitido establecer con mayor precisión su evolución y desarrollo.

LITOESTRATIGRAFÍA

Unidad Tres Lagunas (TR_L) (Triásico): Litherland y otros (1994). Se expone al extremo Sureste de la zona. Sus principales afloramientos se localizan en los lechos de los ríos Bermejo (UTM: 720322E; 9616470N), Betas (UTM: 716075E; 9613177N) y Las Palmas (UTM: 713787E; 9614962N). Está compuesta por meta-granitos de grano medio a grueso, textura fanerítica con plagioclasa, feldespato alcalino, moscovita, biotita y fenocristales de cuarzo azul. En el sector de cerro Cortado se observan gneises cizallados variando a esquistos biotíticos, tienen textura lepidoblástica con pequeños sigmoides de cuarzo. Estas rocas metamórficas subyacen discordantes a las unidades Namasara, Mozo y a la Formación Jubones; localmente se reporta el contacto tectónico con la Unidad Chilpe Potrero. Estos granitoides son interpretados como tipo "S" (Aspden y otros, 1992) y Litherland y otros (1994) señalan una edad de 227.6 ± 3.2 Ma, confirmada por Spikings y otros (2014).

Unidad Alao-Paute (J_{Aa}) (Jurásico): Litherland y otros (1994). Esta unidad no aflora en la zona de estudio, pero se interpreta que está cubierta por las rocas volcano-sedimentarias del Oligoceno y Mioceno. Según los autores se componen de lavas metamorfizadas, esquistos verdes, grafitosos y pelíticos. Se interpreta que esta unidad está en contacto tectónico con la Unidad Tres Lagunas, mientras que está sobreyacida discordante por la Unidad Río Sinincapa. El ambiente de esta unidad es de arco de islas oceánico y su edad es del Jurásico.

Unidad Río Sinincapa (O_{Rs}) (Oligoceno): INIGEMM (2016). Aflora en las coordenadas (UTM: 695589E; 9616631N) y (UTM: 696589E; 9616728N) y al Sureste de Santa Rosa (UTM: 697356E; 9616259N). Litológicamente contiene brechas volcánicas, brechas piroclásticas con líticos de tobas riolíticas, andesíticas y dacíticas. Además, existen lavas andesíticas intercaladas con tobas líticas. Cortando a este conjunto de rocas se observan diques de composición andesítica, ligeramente fracturados y meteorizados. La unidad subyace discordante a la Unidad Chilpe Potrero y es intruida por un pórfido andesítico. La edad asignada es del Oligoceno.

Unidad Chilpe Potrero (O_{Cp}) (Oligoceno): INIGEMM (2016). Aflora principalmente en la vía al sector de Chilpe Potrero fuera del área de estudio (UTM: 694210E; 9613222N) y en la quebrada S/N al Noroeste del sector de Shurucpamba (UTM: 698948E; 9620318N). Litológicamente se presentan ignimbritas púrpuras con textura fluidal, fiammes y esferulitas. En la vía a Pilche Potrero se observan tobas riolíticas masivas con textura piroclástica-eutaxítica, estructura fluidal y líticos de pómez, además de ignimbritas vítreas. Esta unidad subyace discordante a la Unidad Río Oña y la Formación Jubones al sur y la edad sugerida para esta unidad es oligocénica.

Unidad Río Oña (O_{Ro}) (Oligoceno): Definida en el presente trabajo, sus principales afloramientos están a lo largo de los ríos Oña y Cachihuaycu-Udushapa, además al Oeste de la quebrada El Chorro (UTM: 699777E; 9614436N). Litológicamente consiste de tobas líticas brechosas, con líticos de riolitas retrabajadas y tobas dacíticas. Afloran ignimbritas que forman paredes sub-verticales de hasta 300m (UTM: 700724E; 9619714N) con fiammes pumíticos blanquecinos. Esta unidad mayoritariamente sobreyace discordante a la Unidad Río Sinincapa y subyace a la Unidad Susudel y a la Formación Jubones. La edad sugerida para esta unidad es del Oligoceno.

Unidad Tambo Pamba (O_{Tp}) (Oligoceno): Definida en el presente trabajo, aflora principalmente en la vía Cuenca-Loja en las coordenadas (UTM: 704096E; 9616 035N), al Oeste de la quebrada El Chorro (UTM: 699872E; 9614442N) y al Norte del sector Cacha de Baijón (UTM: 709073E; 9619111N). Consta principalmente de brechas tobáceas estratificadas, con líticos de tobas retrabajadas de composición riolítica, en ocasiones cloritizados, en una matriz arenosa. Sobreyaciendo a las brechas se encuentran secuencias sedimentarias de areniscas de grano fino con intercalaciones de arcillolitas, limolitas y areniscas de grano grueso gradando a microconglomerados. La unidad sobreyace discordantemente a la Unidad Río Oña y subyace a la Formación Jubones y a la Unidad Del Duco. La edad asignada para esta unidad es del Oligoceno según su posición estratigráfica.

Unidad El Duco (O_D) (Oligoceno): Fue definida en el presente trabajo. Se expone en la quebrada del Duco (UTM: 711675E; 9618852N), al Sur del poblado El Rodeo (UTM: 708 918E; 9 624 704N) y en el sector de Las Piedras (UTM: 705 723E; 9 613 578N). Está compuesta de tobas líticas, los líticos son subredondeados de composición riolítica. Las ignimbritas tienen pseudoestratificación subhorizontal con fiammes pumíticos blanquecinos. Al Sur, la Unidad Del Duco sobreyace discordantemente a las unidades Tambo Pamba y Río Oña, mientras que en el sector de Rambrán y El Rodeo la unidad subyace a la Unidad Mozo y a la Formación Jubones. La edad propuesta para esta unidad es Oligoceno.

Unidad Las Nieves (O_{Ln}) (Oligoceno): Definida en este trabajo, aflora principalmente en el poblado Las Nieves, así como en la quebrada Mal Paso (UTM: 709501E; 9629500N), en la margen derecha del río León (UTM: 707517E; 9627746N) y al Noroeste del sector de Caluputu (UTM: 704724E; 9625783N). Litológicamente se encuentran tobas con líticos y cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita. Afloran ignimbritas con textura fluidal, fiammes y líticos subredondeados de varias tonalidades. Esta unidad al centro y al Oeste de la zona descansa discordantemente sobre las unidades Río Oña y Del Duco mientras que al norte el contacto es concordante con la Unidad Granadilla y, discordante y tectónico con los sedimentos de la Formación Iguincha. La edad de esta unidad es del Oligoceno.

Unidad Granadilla (O_G) (Oligoceno): Definida en el presente trabajo a partir de los afloramientos en el sector de Granadilla (UTM: 707169E; 9626471N), al Noroeste de la loma La Cruz (UTM: 711043E; 9629928N), al Este de la quebrada Honda (UTM: 708390E; 9630350N) y en la vía hacia la Merced (UTM: 695805E; 9620930N). Se compone de tobas líticas estratificadas de color verdoso; se observan líticos riolíticos sub-angulosos y retrabajados, así como líticos afaníticos. Esta unidad sobreyace concordante a la Unidad Las Nieves y discordante sobre la Unidad Río Oña, mientras que subyace concordante a la Unidad Susudel. Además, presenta un contacto tectónico con la Unidad Iguincha. Se infiere una edad oligocénica.

Unidad Susudel (O_{Su}) (Oligoceno): Definida en este trabajo, se expone en la vía Susudel-La Paz (UTM: 702350E; 9624630N), al Sur de la loma La Cruz (UTM: 697330E: 9621613N) y al Noreste del sector de Cámara (UTM: 708500E; 9629632N). Litológicamente se compone de ignimbritas con abundantes fiammes pumíticos, tobas dacíticas y riolíticas con líticos tobáceos subredondeados a subangulosos de andesitas porfiríticas. Esta unidad está depositada concordante sobre la Unidad Granadilla, discordante sobre la Unidad Río Oña y está sobreyacida discordantemente por la Formación Jubones. Dataciones realizadas por Pratt y otros (1997) en este flujo piroclástico (UTM: 697035E; 9625187N y UTM: 697311E; 9624303N) indican edades de 25.2 ± 2.8 Ma y 23.4 ± 2.0 Ma.

Formación Jubones (M_{Sj}) (Mioceno): Pratt y otros (1997). Se ubican sus mejores exposiciones al Norte de Susudel (UTM: 700720E; 9626384N), al Sur de Tambo Pamba (UTM: 702642E; 9613683N), en la quebrada Cuchipirca (UTM: 710294E; 9623568N) y en el sector de Gudushapa (UTM: 706225E; 9613190N). Esta Formación constituye un flujo piroclástico de distribución regional constituyendo un marcador estratigráfico. Consiste de tobas de cristales de composición riolítica ocasionalmente con líticos y diaclasamiento columnar. Esta Formación sobreyace a las unidades Susudel, Granadilla y Del Duco y, subyace a las Formaciones La Paz e Iguincha así como a la Unidad Loma Zhio. Una datación realizada por Pratt y otros (1997) en la vía Oña-Saraguro (UTM: 702900E; 9614100N) dio una edad de 22.5 ± 0.9 Ma.

Unidad Gullian (M_{Gn}) (Mioceno): Definida en el presente trabajo. Los mejores afloramientos están en la vía La Paz-Las Nieves, particularmente en el sector de Gullian (UTM: 705104E; 9629014N) y en la quebrada Gullian (UTM: 703707E; 9629469N). Litológicamente consiste de tobas líticas de composición dacítica y tobas ignimbríticas. Esta unidad se encuentra sobreyaciendo discordante a la Formación Jubones y a las unidades Susudel, Las Nieves y Granadilla. Subyace a la Formación La Paz y a la Unidad Purín. La edad asignada a esta unidad es del Mioceno de acuerdo con las relaciones estratigráficas evidenciadas

Unidad Purín (M_{Pr}) (Mioceno): Definida en este trabajo al Norte de la zona de estudio. Los principales afloramientos se encuentran en la vía La Paz-Las Nieves (UTM: 705595E; 9630663N) y en las coordenadas (UTM: 707182E; 9631043N). Las rocas predominantes son tobas de cristales con líticos pumíticos grises, con cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita. Esta unidad se encuentra sobreyaciendo a la Unidad Gullian y subyaciendo a la Formación La Paz. La edad asignada a esta unidad es del Mioceno.

Unidad Namasara (M_{Na}) (Mioceno): Definida en el presente trabajo al Noreste del área de estudio, principalmente en el cerro Namasara (UTM: 719325E; 9627046N). Consiste de tobas andesíticas con feldespatos y hornblenda, en matriz tobácea. También incluyen brechas tobáceas fuertemente meteorizadas, con líticos angulosos en matriz afanítica. En menor cantidad se encuentran tobas dacíticas y arcillas que son el resultado de la fuerte meteorización de las tobas. Esta unidad subyace discordantemente a la Formación Tambo Viejo y a la Unidad Shincata y sobreyace a los metamórficos de la Unidad Tres Lagunas. Por las relaciones estratigráficas observadas, se le asigna una edad miocénica.

Unidad Mozo (M_{Mz}) (Mioceno): Definida en este trabajo. Los principales afloramientos se encuentran alrededor del cerro de Mozo (UTM: 715048E; 9619510N), al Este de Baijón Chico (UTM: 713182E; 9618165N) y en la vía Baijón Chico-Cerro de Mozo (UTM: 712482E; 9619903N). Consiste de tobas de cristales con fuerte meteorización, además de brechas silicificadas, tobas dacíticas grises y arcillas. Esta unidad se encuentra sobreyaciendo a las unidades Del Duco, Namasara y Tres Lagunas. La edad asignada a esta unidad con base en las relaciones estratigráficas es del Mioceno.

Unidad Jalincapac (M_{Jc}) (Mioceno): Definida en el presente trabajo, se encuentra con buenas exposiciones en la vía Susudel-El Progreso, en las coordenadas (UTM: 699597E; 9623016N) y en el sector Copacabana (UTM: 707853E; 9616039N). Litológicamente se compone de varias capas de conglomerados heterolíticos, areniscas grises con estratificación cruzada, limolitas tobáceas y tobas de ceniza con clastos pumíticos. Esta unidad, al centro sur se encuentra discordante sobre las unidades Del Duco, Tambo Pamba, Granadilla y la Formación Jubones. La edad asignada es del Mioceno.

Unidad Loma Zhio (M_{Lz}) (Mioceno): Definida en el presente trabajo al Sur de la zona. Su localidad tipo se encuentran en la Loma Zhio (UTM: 702177E; 9613377N) y al Este del sector de Payacapac (UTM: 700419E; 9613158N). Consiste de una secuencia sedimentaria y volcano- sedimentaria que a la base incluyen areniscas finas y gruesas, capas de tobas dacíticas intercaladas con tobas líticas y finalizando la secuencia conglomerados con lentes de areniscas. Esta unidad sobreyace discordantemente a la Formación Jubones y con base en las relaciones estratigráficas observadas se propone una edad del Mioceno.

Formación Iguincha (M_{Ig}) (Mioceno): Hungerbühler y otros (1995). Aflora al Noreste de la zona de estudio y forma parte de la cuenca intramontañosa de Nabón. Se caracteriza por la presencia de fuertes variaciones de facies laterales y verticales de sedimentos fluviales y material volcánico, que los autores agruparon en cuatro miembros no cartografiados a escala de este mapa:

Miembro Infiernillo cuya localidad tipo se encuentra en las coordenadas (UTM: 711115E; 9627840N). Está compuesto por materiales volcánicos generados en una fase eruptiva coetánea a la sedimentación, además de areniscas y limolitas con una mezcla de guijarros metamórficos retrabajados, flujos de escombros y de lodo.

Miembro El Salado cuyo mejor afloramiento se encuentra en las coordenadas (UTM: 712550E; 9629250N), constituido de sedimentos fluviales de carga mixta con canales trenzados, areniscas gruesas y arcillas laminadas, así como capas de lignito originados en zonas pantanosas y turberas.

Miembro Ñamarín con su mejor exposición en las coordenadas (UTM: 710900E; 9623700N). Se encuentra formado por flujos de escombros con intercalaciones de depósitos volcánicos primarios, sistemas de abanicos aluviales que ingresaron a la cuenca desde el Este.

Miembro Dumapara cuya localidad se encuentra en las coordenadas (UTM: 713400E; 9627100N), consta de una sucesión vertical variable de conglomerados canalizados, areniscas y limolitas depositadas en un sistema fluvial.

La Fm. Iguincha se interpreta como la base de la cuenca sedimentaria de Nabón, descansa discordante sobre la Fm. Jubones y las unidades Las Nieves y Granadilla, aunque también presenta contactos tectónicos con las mismas unidades. La edad depositacional para esta Formación según Hungerbühler y otros (1995) es del Mioceno.

Formación Letrero (M_{Lt}) (Mioceno): Hungerbühler y otros (1995). Forma parte del relleno de la cuenca de Nabón al Noreste de la zona de estudio, su localidad tipo se encuentra en las coordenadas (UTM: 713000E; 9628740N). Está conformada por sedimentos lacustres, limolitas y areniscas tobáceas de grano fino, capas de diatomitas y un fuerte aporte fluvial clástico. Esta formación sobreyace a la Formación Iguincha y subyace a las formaciones Loma La Cruz y Picota. La edad reportada por los autores es de 9.0 ± 1.4 Ma.

Formación Loma La Cruz (M_{Llc}) (Mioceno): Hungerbühler y otros (1995). La localidad tipo se encuentra en las coordenadas (UTM: 713950E; 9628 450N). Litológicamente se compone de una sucesión gruesa de limolitas blancas y localmente areniscas y material detrítico como conglomerados generados en sistemas fluviales de carga mixta parcialmente canalizados y meándricos. Esta Formación sobreyace concordantemente a la Formación Letrero y subyace a la Formación Picota. La edad reportada por Hungerbühler y otros (1995) es de 7.5 ± 1.2 Ma.

Formación Picota (M_{Pc}) (Mioceno): Hungerbühler y otros (1995). Se expone al Noreste de la zona de estudio, en la cuenca intramontañosa de Nabón. Según los autores se interpreta como un cuerpo volcano-clástico formado por dos miembros:

Miembro Patadel que aflora en las coordenadas (UTM: 717690E; 9631800N) fuera del área de estudio, compuesto de material volcanoclástico, flujos de lodo y escombros, intercalados con depósitos de caída y flujos piroclásticos. La edad obtenida en este miembro es de 8.5 ± 1.4 Ma (Hungerbühler y otros, 1995).

Miembro Rumiloma cuya localidad tipo se encuentra en las coordenadas (UTM: 716550E; 9631020N). Está compuesto por capas horizontales laminadas de depósitos de caída. Rocas similares también están presentes fuera de la cuenca (lomas Picuro y Piruru) que sobreyacen discordantes a la Formación Jubones.

La Formación Picota sobreyace discordante a las Formaciones Iguincha, Letrero y Loma La Cruz mientras que subyace discordante a la Formación Tambo Viejo.

Formación Tambo Viejo (MPL_{Tv}) (Mioceno-Plioceno): Hungerbühler y otros (1995). Se localiza al Noreste de la zona de estudio, sus mejores exposiciones están en las vías Tambo Viejo-Cochapata y Burraspamba-El Paso. Se compone de depósitos volcánicos de caída fuertemente meteorizados de color rojizo. Esta formación sobreyace discordantemente a las formaciones de relleno de la cuenca y al basamento. La edad para esta Formación según Hungerbühler y otros (1995) es de 6.3 ± 1.0 Ma, sin embargo, en la presente investigación se considera que se extiende hasta el Plioceno.

Unidad Carboncillo (MPL_{C}) (Mioceno-Plioceno): INIGEMM (2016). Definida al sur en la Hoja Saraguro, en el páramo de Carboncillo. En la zona de estudio, la unidad se expone localmente en la parte alta de la loma Pauta (UTM: 706490E; 9616893N). Consiste de tobas líticas pumíticas pobremente consolidadas de color marrón claro; con líticos pumíticos que tienen buena redondez y esfericidad; las mismas se intercalan con tobas riolíticas. Estos depósitos de caída con una típica meteorización de color rojizo se encuentran discordantes sobre la Formación Jubones. La edad asumida para esta unidad es del Mio-Plioceno y podría considerarse equivalente a la Formación Tambo Viejo.

Formación La Paz (MPL_{Sp}) (Mioceno-Plioceno): Pratt y otros (1997). Está localizada al noroccidente de la zona, con sus mejores exposiciones en la loma del Habo (UTM: 700684E; 9628973N), en las coordenadas (UTM: 702760E; 9631239N) y al Norte fuera del área de estudio en el sector de La Paz de donde toma su nombre. Consiste principalmente de tobas de cristales de composición riolítica de colores gris-blanquecino a rojizo. Debido a la fuerte meteorización que afecta a estas rocas ácidas se pueden observar zonas arcillosas en donde solo se ha preservado el cuarzo. Esta formación se encuentra depositada discordante sobre la Formación Jubones y sobre las unidades Gullian y Purín. Pratt y otros (1997) asignan una edad del Mioceno sin embargo según las relaciones estratigráficas evidenciadas se le atribuye una edad mio-pliocénica.

Unidad Shincata ($PLPl_{Sh}$) (Plio-Cuaternario): Definida en el presente trabajo, se localiza a lo largo del cauce del río Shincata y sus afluentes. Consiste de una secuencia de depósitos fluvio-glaciares como arcillas blancas y marrones producto del alto intemperismo que existe en la zona y afecta directamente a las rocas volcánicas de composición intermedia a ácida, así mismo se observan bloques angulosos de rocas metamórficas como gneises y cuarzos lechosos. Para este depósito se asume una edad Plio- Pleistoceno.

Depósitos superficiales: En la zona de estudio se extienden por casi toda la zona y agrupan principalmente a depósitos coluviales.

Entre los depósitos coluviales (Q_C) (Cuaternario): Existen varios tipos como caídas de roca, detritos de ladera y deslizamientos rotacionales. Varios de estos depósitos están distribuidos en toda la zona de estudio, abarcan grandes superficies y se lo ubica en los sectores de Nabón, San Felipe de Oña, Mashay, Susudel, El Rodeo, Pugru, La Merced, Trencilla, Campaña Cucho y El Progreso. Se han observado bloques métricos y cantos rodados de ignimbritas, tobas de cristales, tobas líticas y varios tipos de rocas volcánicas, los mismos que se encuentran en matriz arenosa y areno-arcillosa.

ROCAS INTRUSIVAS Y SUBVOLCÁNICAS

El intrusivo granodiorítico identificado en el cerro de Mozo ocupa un área menor a 1km^2, contiene plagioclasa, hornblenda y cuarzo, según Shütte (2010) tiene una edad de 16.04 ± 0.02 Ma.

Se identificaron dos pórfidos andesíticos, hacia el extremo Suroeste del área. Su localidad tipo se encuentra en una vía de segundo orden (UTM: 694973E; 9616334N) donde las rocas son masivas, textura porfirítica, con cristales subhedrales de plagioclasa y hornblenda.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Las fallas con dirección NE-SO localizadas al norte del área entre los poblados de Las Nieves y Nabón son de componente inverso y con buzamiento hacia el Noroeste.

La falla Río León ubicada a lo largo del río del mismo nombre, se encuentra afectando a las unidades oligocénicas de Las Nieves y Granadillas al igual que la falla Quebrada Honda ubicada al Oeste del poblado de Las Nieves. Ésta última genera una zona de cizalla de aproximadamente 30 m de ancho, además de varios planos de falla y estrías, las mismas se ubican en la quebrada Honda (UTM: 708213E; 9629640N) y también a lo largo de la vía entre los poblados de Cámara y Las Nieves.

La falla Chalcay localizada al occidente de la cuenca de Nabón a lo largo del río del mismo nombre, es una estructura que se encuentra limitando los sedimentos miocénicos con el basamento volcánico oligocénico. Cerca de la intersección entre el río Chalcay y la quebrada Infiernillo se observa una zona cizallada de aproximadamente 50 m de ancho localizado en las rocas volcánicas de la Unidad Las Nieves.

Otras fallas de similar dirección ubicadas al Este en el sector del Cerro de Mozo, como la falla Aguarongos es interpretada como una estructura que afecta a los volcánicos de la Unidad Namasara y al depósito fluvioglaciar de la Unidad Shincata. Esta falla es interrumpida por el conjunto de fallas dentro del cerro de Mozo que probablemente representan zonas de debilidad para que los fluidos mineralizantes e hidrotermales asciendan afectando a las rocas de la Unidad Mozo. Algunas de estas fallas presentan zonas de cizalla al igual que planos de falla con buzamientos hacia el NE y SO.

Las fallas menores de dirección NO-SE son observadas o interpretadas por rasgos morfológicos y están localizadas en los alrededores del poblado de San Felipe de Oña, donde producen una gran cantidad de deslizamientos y movimientos en masa en el área.

La falla Chalcay actuó al mismo tiempo que la depositación de los sedimentos, afectándolos localmente con una tectónica sinsedimentaria, expresada por estructuras como fallas, pliegues anticlinales y sinclinales de crecimiento, así mismo como cuñas de acumulación.

La deformación de la cuenca está subdividida por Hungerbühler y otros (1995) en cuatro etapas. La primera de pre-relleno generada por la actuación de las fallas en el basamento volcánico, posteriormente rellenan los sedimentos de la unidad Iguincha formando las cuñas de acumulación y los pliegues de crecimiento. La etapa de relleno temprana produce la deformación de la Formación Iguincha y en menor cantidad en la Formación Letrero, mientras que la etapa de relleno tardía la deformación de onda larga se manifiesta en las rocas de la Formación Picota generando pliegues de crecimiento. La etapa final de post-relleno generada por los volcánicos de la Formación Tambo Viejo no presenta estructuras con evidencias de deformación.

HISTORIA GEOLÓGICA

Litherland y otros (1994) señalan la ocurrencia del rift triásico en el cual se habrían emplazado los granitoides tipo “S” (Aspden y otros, 1992) de la Unidad Tres Lagunas. Según estos mismos autores esta unidad se encuentra en contacto tectónico con el terreno Alao mediante la falla denominada Frente Baños, la misma que se encuentra cubierta por las unidades volcánicas oligocénicas y neógenas. El Terreno Alao es interpretado como un relicto de un arco de islas oceánico, acrecionado en el evento Peltetec (Litherland y otros, 1994).

El volcanismo de arco continental se inicia en el Sur del Ecuador en el Paleoceno y tiene un desarrollo importante en el Oligo-Mioceno. En la zona se manifiesta con la depositación de varios flujos volcánicos de composición intermedia a ácida de diferente naturaleza que se han podido diferenciar y separar en unidades generalmente discordantes entre sí y que para el Oligoceno se han agrupado en las unidades Río Sinincapa, Chilpe Potrero, Río Oña, Las Nieves.

Las rocas volcánicas y volcano-sedimentarias formadas por el volcanismo miocénico incluyen las de la Formación Jubones, y de las unidades Gullian, Purín, El Mozo y Namasara, que forman parte del basamento de la cuenca sedimentaria de Nabón.

En el Mioceno se forma la cuenca intramontañosa de Nabón, que a diferencia de las otras cuencas sedimentarias del Sur del Ecuador tiene una evolución de corta vida en el Mioceno tardío como lo describen Hungerbühler y otros (1995). Según esos autores, las deformaciones sinsedimentarias se relacionan a un régimen compresivo durante el relleno de la misma, compuesto por las Formaciones Iguincha, Letrero y Loma La Cruz y colmando con la Formación Picota.

Para el Mio-Plioceno se generan los últimos eventos volcánicos representados por las formaciones Tambo Viejo, La Paz y la Unidad Carboncillo, siendo la primera Formación nombrada como parte del cierre en el relleno de la cuenca de Nabón.

Durante el Plio-cuaternario se producen glaciaciones que depositan material glaciarítico potente agrupado en la Unidad Shincata en una plataforma elevada en las estribaciones occidentales de la Cordillera Real.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Las principales ocurrencias de minerales metálicos se encontraron en el extremo Suroeste, en la quebrada del Alumbre (UTM: 697777E; 9614894N), donde aparecen rocas mineralizadas con sulfuros de Cu y Fe.

En el cerro de Mozo se observaron varios trabajos de exploración minera tales como trincheras, pozos y perforaciones, pues en este sector se ha identificado un depósito epitermal de alta sulfuración en varias zonas con diferentes grados de alteración (PRODEMINCA, 2000).

Trabajos de minería artesanal fueron evidenciados en los aluviales de los ríos Shincata y Betas; en este último también se encontraron galerías elaboradas artesanalmente en las rocas de la Unidad Tres Lagunas.

Tanto al Este, así como al Noroeste del área se observaron trabajos de extracción de material arcilloso principalmente en la Formación La Paz y la Unidad Shincata, de esta última se observaron labores abandonadas las cuales están afectando al paisaje de esta zona. Este material principalmente suele ser transportado hacia la ciudad de Cuenca para ser utilizados para la elaboración de cerámicas.

Los materiales pétreos identificados en la zona se encuentran en pequeñas canteras ubicados dentro de la Unidad Del Duco en las vías de Jalincapa-Baijón Grande (UTM: 708939E; 9618680N) y Hornillos-Ñamarín (UTM: 711159E; 9621840N) y en el Cerro de Mozo (UTM: 715129E; 9620440N). Este material es utilizado generalmente como lastre para el mantenimiento de las vías de segundo orden, pero no son importantes zonas explotadas.

REFERENCIAS

ASPDEN J., FORTEY N., LITHERLAND M., VITERI F. & HARRISON S. M. (1992) Regional S-type granites in the Ecuadorian Andes: Possible remnants of the breakup of western Gondwana. Journal of South American Earth Sciences, 123-132, Vol. 6.

HUNGERBÜHLER D., STEINMANN M., WINKLER W., SEWARD D., EGÜEZ A., HELLER, F. & FORD, M. (1995) An integrated study of fill and deformation in the Andean intermontane basin of Nabón (late Miocene), southern Ecuador. Sedimentary Geology 257–279.

HUNGERBÜHLER D., STEINMANN M., WINKLER W., SEWARD D., EGÜEZ A., PETERSON D., HELG, U. & HAMMER C. (2002) Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador.Earth-ScienceReviews,75-124.

INIGEMM (2016) Memoria Técnica Hoja Geológica de Saraguro 1:50000. Proyecto Investigación Geológica y disponibilidad de ocurrencias de recursos minerales en el Territorio Ecuatoriano. Informe no publicado. Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico. Quito.

KENNERLEY J., ALMEIDA L. & CALLE J. (1973) Mapa geológico Hoja Saraguro (55), escala 1:100000. Instituto Geográfico Militar (IGM), Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos (MRNE), Dirección General de Geología y Minas (DGGM) and Institute of Geological Sciences London (IGS).

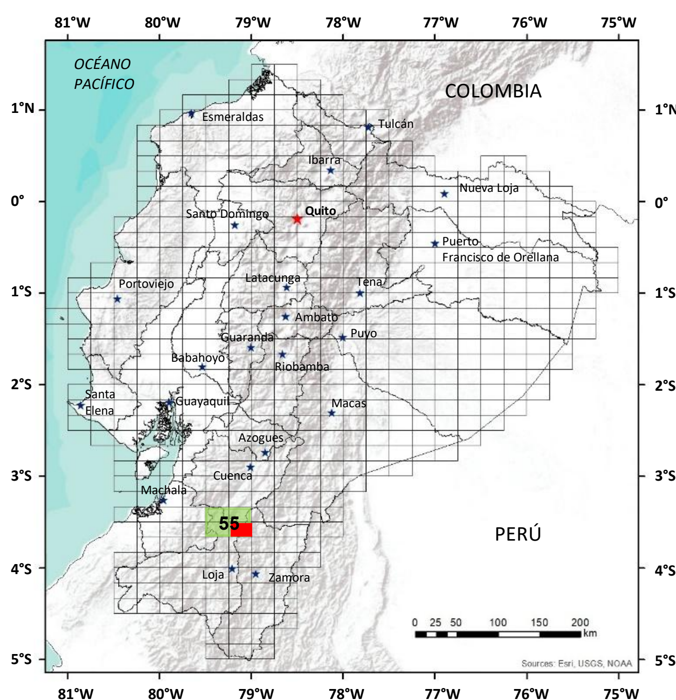
LITHERLAND M., ASPDEN J. & JEMIELITA R. (1994) The metamorphic belts of Ecuador. Nottingham, Inglaterra: British Geological Survey.

PRATT W., FIGUEROA J. & FLORES B. (1997) Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 3º00' and 4º00' S. Quito: CODIGEM-BGS.

PRODEMINCA (2000) Evaluación de distritos mineros del Ecuador. Volumen 2, Depósitos epitermales en la cordillera andina. Proyecto de desarrollo minero y control ambiental. Quito-Ecuador, 204p.

SCHÜTTE P. (2010) Geochronology, Geochemistry, and Isotopic Composition (Sr, Nd, Pb) of tertiary Porphyry Systems in Ecuador. Genève, 202p.

SPIKINGS R., COCHRANE R., VILLAGOMEZ D., VAN DER LELIJ R., VALLEJO C., WINKLER W. & BEATE B. (2014) The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75Ma). Gondwana Research, 45p.



HOJA GEOLÓGICA- D4 (55SE) SARAGURO (2017)

INTRODUCCIÓN

La Hoja geológica Saraguro cubre una superficie aproximada de 512 km^2. Los principales accesos son la vía Panamericana Cuenca-Loja que atraviesa el extremo occidental del área y comunica los poblados de Saraguro, Urdaneta, El Tablón y San Felipe de Oña; vías de segundo orden comunican las parroquias de San Antonio de Cumbe y Yacuambí.

La zona presenta una morfología accidentada tipo montañoso andino de relieve irregular con cotas que oscilan entre 1400 y 3700 msnm, donde los elementos morfológicos más representativos son las cordilleras Alpachaca y Filo de Huaca que forman parte de la Cordillera Real.

GEOLOGÍA

La zona de estudio está constituida por los dominios litotectónicos de las rocas metamórficas de la Cordillera Real con predominio de las unidades metamórficas de las divisiones litotectónicas Loja y Alao. El terreno Loja comprende la unidad paleozoica Chigüinda que involucra a sedimentos metamorfizados de origen continental depositados en una cuenca intracratónica o en margen pasivo (Litherland y otros, 1994). Este terreno engloba a rocas triásicas metamorfizadas de la Unidad Tres Lagunas que es la expresión magmática de una zona de rift con granitoides tipo "S" (Aspden y otros, 1992). El terreno Alao incluye rocas metamórficas de edad jurásica-cretácica temprana, atribuidas a un ambiente de arco de islas por acreción (Litherland y otros, 1994).

Otro dominio litotectónico importante es el arco cenozoico, en el cual Pratt y otros (1997) describen rocas de un arco volcánico paleocénico en la Unidad Sacapalca y rocas oligocénicas en el denominado Grupo Saraguro indiferenciado.

Los principales objetivos y aportes del presente programa de cartografía en la zona fueron la discriminación de las unidades volcánicas del Grupo Saraguro y la caracterización de los diferentes flujos que las conforman. Se debe destacar la ausencia de un volcanismo paleocénico, así como la extensión del volcanismo hasta el Plioceno.

LITOESTRATIGRAFÍA

Unidad Chigüinda (Pz_{Lc}) (Paleozoico): Litherland y otros (1994). Se encuentra expuesta en el extremo Sureste de la Hoja geológica Saraguro. Los principales afloramientos se observan en el corte realizado desde Cuesta de Piedras hacia Tignas (UTM: 722413; 9601481) fuera de la Hoja. Está compuesta por rocas metamórficas de bajo grado con filitas variablemente intercaladas con cuarcitas masivas de grano fino, textura fílica con una ligera presencia de micas. Se infiere un contacto tectónico con la Unidad Tres Lagunas. Litherland y otros (1994) sugieren una edad post-silúrica y se la interpreta como una secuencia derivada de una fuente continental con edad paleozoica.

Unidad Tres Lagunas (TR_L) (Triásico): Litherland y otros (1994). Los principales afloramientos se encuentran expuestos en la parte oriental de la zona de estudio principalmente en la quebrada Sayopamba, Cuesta de las Piedras (UTM: 718833E; 9602272N), Cerro Cordoncillo (UTM: 717827E; 9604056N) y Aguarnuda (UTM: 706684E; 9597344N). Consiste de granitoides, metagranitos y gneises cuarzo biotíticos con variaciones en el tamaño de grano de medio a grueso y en sitios puntuales se encuentran variablemente cizallados con bandeamiento composicional de micas y cuarzo; presentan textura granolepidoblástica a granoblástica con cristales de plagioclasa, feldespato alcalino, moscovita, biotita y fenocristales de cuarzo. Estas rocas metamórficas forman el basamento de las unidades oligocénicas y al este se encuentran en contacto tectónico con la Unidad Chigüinda. La edad reportada por Litherland y otros (1994) es de aproximadamente 227.6 ± 3.2 correspondiente al Triásico.

Unidad Alao-Paute (J_{Aa}) (Jurásico): Litherland y otros (1994). Se expone en la vertiente occidental de la Cordillera Real fuera del área de estudio y consiste de lavas metamorfizadas, esquistos verdes, grafitosos, pelíticos y cuarcitas. Esta unidad no aflora en el área de estudio; sin embargo, es interpretada como parte del basamento y cubierta por la Unidad Río Sinincapa. Es atribuida a un ambiente de arco de islas oceánico de edad jurásica (Litherland y otros, 1994).

Unidad Río Sinincapa (O_{Rs}) (Oligoceno): Definida en el presente trabajo y discriminada como Unidad. Está expuesta en la vía Panamericana alrededor de Saraguro, en los sectores de Ñamarín (UTM: 696913E; 9599314N), en la vía que conduce Urdaneta - Piñán (UTM: 698 38E; 9601980N), partes bajas de Quillín, y márgenes de los ríos Paquishapa y Sinincapa. Comprende rocas ignimbríticas y tobas de cristales ignimbríticas masivas medianamente diaclasadas de tonalidades gris oscuro, verdoso, púrpura y algo rojizo dispuestas en flujos, forman paredes verticales de hasta 80 m de potencia. Adicionalmente incluyen aglomerados con variaciones de grano fino a grueso y una leve estratificación en sitios puntuales, también se encuentran brechas piroclásticas con líticos de tobas de composición intermedia a ácida. Todo este conjunto de rocas se encuentra afectado por diques de composición andesítica ligeramente diaclasados. La Unidad Río Sinincapa subyace discordantemente a las unidades Urdaneta, El Tambo, Chilpe Potrero, Quebrada Tasqui y Formación Jubones, se infiere una edad oligocénica.

Unidad Urdaneta (O_U) (Oligoceno): Denominada como "Sedimentos" en Pratt y otros (1997) y redefinida en el presente trabajo. Se expone en la vía Panamericana (UTM: 698399E; 9600295N) entre la unión de los ríos Paquishapa y Sinincapa (UTM: 797451E; 9600428N), aguas abajo de la quebrada del Salado y quebrada Casa Toro (UTM: 700539E; 9599926N). Consiste de tobas estratificadas que varían desde grano grueso a fino con buen sorteo y comportamiento frágil. Los estratos de grano grueso son masivos, mientras que los de grano fino presentan cierta fisibilidad. Contiene cuarzo, biotita, bajo contenido de plagioclasa y líticos volcánicos subredondeados de composición dacítica. Se presume que la unidad se formó en un ambiente fluvial por entrampamiento de una posible microcuenca. La Unidad Urdaneta sobreyace a la Unidad Río Sinincapa y subyace a la Unidad El Tambo, se sugiere una edad oligocénica.

Unidad El Tambo (O_{Et}) (Oligoceno): Definida en el presente trabajo, aflora en los sectores de El Tambo (UTM: 704584E; 9602621N: y Baber (UTM: 699596E; 9601627N). Consiste de tobas aglomeráticas riolíticas, tobas de cristales ignimbríticas de composición dacítica a riolítica, afectadas por diques andesíticos de color gris a negro que cortan la secuencia. Presentan alto contenido de plagioclasa, en menor porcentaje cuarzo y biotita dispuestos en una matriz volcánica pobremente consolidada. La Unidad El Tambo se encuentra subyaciendo a las unidades Tres Lagunas, Chilpe Potrero, El Duco, El Quingueado y Carboncillo. Por las correlaciones estratigráficas se asume que es de edad oligocénica.

Unidad Chilpe Potrero (O_{Cp}) (Oligoceno): Definida en el presente trabajo. Se encuentra expuesta al noroccidente de la zona de estudio, principalmente el sector de Chilpe Potrero fuera del área de trabajo (UTM: 693716E; 9611867N) y en la vía que comunica Molle (UTM: 697691E; 9605004N) Cañaro (UTM: 697630E; 9 603 648N). Litológicamente consiste de ignimbritas, tobas de cristales de composición riolítica, formando paredes verticales con potencias de hasta 200 m. Presentan tonos grises rojizo, púrpura y crema con textura vítrea e ignimbrítica, estructura fluidal. Esta unidad subyace a la Formación Jubones y se le asigna una edad oligocénica.

Unidad Río Oña (O_{Ro}) (Oligoceno): INIGEMM (2016). Está expuesta al centro-norte de la zona de estudio, en los márgenes del río Oña (UTM: 705617E; 9611052N), río Quingueado (UTM: 706850E; 9604358N) y río Cachihuacu. Litológicamente incluye tobas de cristales, tobas ignimbríticas de composición dacíticas a riolíticas y en ocasiones tobas de cristales líticas, con líticos riolíticos retrabajados, presentan tonalidades grisáceas y rojizas con minerales de cuarzo, plagioclasa, biotita; así como, líticos afaníticos ligeramente alineados de textura hipocristalina. La Unidad Río Oña es sobreyacida por las unidades El Duco, El Quingueado y Formación Jubones. Según su posición estratigráfica se asume una edad oligocénica.

Unidad Tambo Pamba (O_{Tp}) (Oligoceno): INIGEMM (2016). Está expuesta entre el límite de las Hojas geológicas Saraguro y Nabón (UTM: 704353E; 9612571N). Aflora como un lente pequeño extendiéndose ampliamente hacia la Hoja Nabón. Litológicamente consiste de tobas estratificadas de grano fino centimétricas intercaladas con tobas de grano medio a grueso moderadamente consolidadas de buen sorteo con tonalidades crema a verdoso y líticos milimétricos de tobas retrabajadas subredondeados. La unidad está dispuesta como un lente pequeño discordante entre las unidades Río Oña y El Duco. La edad asignada para esta unidad es oligocénica.

Unidad del Duco (O_D) (Oligoceno): INIGEMM (2016). Aflora en las paredes del río Oña, en el río Cachihuaycu (UTM: 709000E; 9611801N), en los sectores de Apuguín, Llame y se extiende hasta el Filo de Huaca (UTM: 702826E; 9601412N). Litológicamente consiste de tobas de cristales riolíticas y dacíticas con cuarzo, biotita, plagioclasa y fiammes dispuestos de manera desordenada, masivas poco consolidadas formando paredes con pendientes ligeramente fuertes, también se encuentran tobas líticas, tobas ignimbríticas con líticos volcánicos ácidos esporádicamente. La Unidad El Duco se encuentra sobreyacida por la Formación Jubones y la Unidad Carboncillo, subyacida por las unidades El Tambo y Río Oña. La edad propuesta para esta unidad es Oligoceno.

Unidad El Quingueado (O_{Eq}) (Oligoceno): Definida en el presente trabajo. Está expuesta a lo largo del río San Antonio (UTM: 709284E; 9605474N), Quebrada Chorro Blanco (UTM: 707808E; 9 605001N) y las partes altas del Contrafuerte Alpachaca (UTM: 709 718E; 9 607 255N). Consiste de tobas de cristales dacíticas moderadamente meteorizadas, tobas líticas púmicas y tobas ignimbríticas dacíticas que en ocasiones presentan meteorización esferoidal con una textura piroclástica con minerales de cuarzo, biotita y plagioclasa. Morfológicamente forman relieves suaves. Esta unidad es subyacida por las unidades Tres Lagunas, Río Oña, El Tambo, El Duco y la Formación Jubones, por otro lado, hacia el sur se encuentra intruida por dos cuerpos porfiríticos de composición dacítica. Se infiere por relaciones estratigráficas una edad oligocénica.

Volcánicos Tambo Blanco ($OM?_{Tb}$) (Oligoceno-Mioceno): INIGEMM (2015). Aflora en la parte Sur de la zona de estudio, entre el límite con la Hoja topográfica Las Juntas, parte baja del cerro Peñas Blancas (UTM: 703688E; 9595808N) y en los sectores de Palma y Piedras formando paredes potentes de hasta 30m que sobresalen en la morfología en dirección E-O. Consiste de un flujo piroclástico de tobas líticas, clasto soportado, moderadamente consolidadas. Los líticos son de tobas de cristales dacíticas y riolíticas, ignimbritas, pómez y pórfidos ácidos. Los Volcánicos Tambo Blanco se encuentran sobreyaciendo el Plutón Pichinal, la Unidad Tres Lagunas y son afectados por pórfidos dacíticos. La edad asignada por correlaciones estratigráficas es oligo-miocénica.

Formación Jubones (M_{Sj}) (Mioceno): Pratt y otros (1997). Está ampliamente expuesta al noroccidente de la hoja geológica Saraguro, en los sectores de El Prado (UTM: 695024E; 9611955N), El Rodeo (UTM: 695610E; 9607119N), Jera (UTM: 695776E; 9604846N), Alpachaca (UTM: 702494E; 9611216N), Loma Corral Viejo (UTM: 705792E; 9608040N) y hacia la parte baja de la loma Cubilan (UTM: 710759E; 9612684N). Consiste de tobas de cristales de composición riolítica a riodacítica, tobas de cristales ignimbríticas, tobas de ceniza con peperitas y tobas de ceniza fina. Se presentan de forma masiva, con diaclasamiento columnar y altamente meteorizadas, en sitios puntuales se encuentran diaclasadas formando bloques subangulares de tamaño métrico. La Formación se encuentra sobreyaciendo las unidades Río Oña, El Duco, El Tambo, Chilpe Potrero y subyaciendo la Unidad Carboncillo. Resultado de dataciones (K/Ar) de muestras tomadas en la vía Oña – Saraguro. La Formación Jubones tiene una edad de 22.5 ± 0.9 Ma perteneciente al Mioceno (Pratt y otros, 1997).

Unidad Loma Zhio (M_{Lz}) (Mioceno): INIGEMM (2016). Se expone al Norte de la zona de estudio entre el límite de las Hojas Saraguro-Nabón en la Loma Zhio (UTM: 701671E; 9612893N). Ocupa una extensión aproximada de 1 km cuadrado aproximadamente, dispuestas en secuencias estratificadas formando paredes verticales. Consiste de estratos volcanosedimentarios retrabajados desde la base con areniscas finas y gruesas, tobas estratificadas dacíticas intercalados con tobas líticas y hacia el tope secuencias conglomeráticas con lentes de areniscas. Con relación a las unidades adyacentes, la unidad está sobreyacida por las tobas de cristales de la Formación Jubones. Por correlación estratigráfica proponen una edad miocénica.

Unidad Quebrada Tasqui (M_{Qt}) (Mioceno): Definida en el presente trabajo. Aflora en el extremo suroeste de la zona de estudio, en los sectores de Tambopamba (UTM: 697944E; 9597543N), Quebrada Tasqui (UTM: 696896E; 9598199N), Saraloma (UTM: 694484E; 9596831N) y Totoras (UTM: 695146E; 9598798N). Consta de rocas volcánicas líticas, masivas algo arenosas y poco consolidadas. Los líticos son de tipo dacíticos, ignimbríticos y púmicos con tonalidades crema y amarillento. Además, presentan paredes verticales de 80m de potencia aproximadamente. La unidad se encuentra subyaciendo a la Unidad Carboncillo y sobreyaciendo a la Unidad Río Sinincapa. Se atribuye una edad miocénica con base en las relaciones estratigráficas.

Unidad Loma Las Muchicas (M_{Llm}) (Mioceno): Se expone al extremo Noroeste de la zona de estudio, Está expuesta en el sector de Anguhuaycu (UTM: 699402E; 9610518N) y en la Loma Las Muchicas (UTM: 698125E; 9611003N). Consiste de rocas masivas y diaclasadas de tobas de cristales con alteración argílica, tobas ignimbríticas riolíticas muy soldadas y tobas silicificadas, presentan tonalidades grisáceas, blanquecinas y púrpuras con minerales de plagioclasa y cuarzo envueltos en una matriz afanítica y algo vítrea. La unidad se encuentra sobreyaciendo discordantemente a la Formación Jubones y es afectada por el pórfido Verde Loma. La edad sugerida para esta unidad es miocénica.

Unidad Quilloloma (M_Q) (Mioceno): Definida en el presente trabajo. Se expone en la parte baja del sector Quilloloma al margen izquierdo del río Paquishapa (UTM: 694408E; 9607166N). Litológicamente consiste de rocas masivas tipo tobas riolíticas y tobas silicificadas de color blanco rojizo, crema y gris moderadamente meteorizadas y oxidadas. Presentan una textura hipocristalina de granularidad algo fina con alto contenido de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo dispuesta en una matriz microcristalina algo afanítica. La unidad se limita hacia el techo con la Unidad Cullo Pugro y hacia la base con la Unidad Río Sinincapa. Con base en su relación estratigráfica se asume una edad miocénica.

Unidad Cullo Pugro (M_{Cp}) (Mioceno): Definida en el presente trabajo. Aflora en el sector Guandugloma (UTM: 695143E; 9602164N), Loma Casha Loma (UTM: 694519E; 9605609N y a los bordes de la Loma Tulapa (UTM: 696126E; 9601846N). Consiste de un flujo piroclástico compuesto de tobas líticas matriz soportada de tonalidades crema, blanco y marrón, formando paredes verticales con cavidades resultado de la erosión. Las tobas líticas presentan líticos púmicos, lávicos de composición ácida y porfídicos envueltos en una matriz moderadamente consolidada rica en ceniza volcánica. La unidad se encuentra sobreyaciendo discordantemente a las Unidades Río Sinincapa, Quilloloma, Formación Jubones y subyaciendo a la Unidad Carboncillo. Por correlaciones estratigráficas se asume que es de edad miocénica.

Unidad Carboncillo (MPL_C) (Mioceno-Plioceno): Definida en el presente trabajo. Está expuesta en la vía Panamericana en los sectores de Quibil (UTM: 700672E; 9602952N), Carboncillo (UTM: 700479E; 9605832N), el Coposo (UTM: 702275E; 9608621N) y pequeñas zonas que cubren algunas cimas. Incluye tobas de composición ácida altamente meteorizadas con tonos rojizos, capas de tobas ligeramente estratificadas, capas de tobas formadas por caída, tobas líticas y tobas de lapilli. La unidad se encuentra sobreyaciendo discordantemente a las unidades El Duco, Quebrada Tasqui, Cullo Pugro y la Formación Jubones. Con base en su relación estratigráfica se asume una edad mio-pliocénica.

Unidad Shincata ($PLPl_{Sh}$) (Plio-Cuaternario): INIGEMM (2016). Consiste de depósitos fluvio-glaciares que se exponen en una pequeña parte al extremo nororiental de la zona de estudio, en el río Oñahuaycu. Principalmente incluyen arcillas blancas y marrones producto del alto intemperismo, afecta directamente a las rocas volcánicas de composición intermedia a ácida, además existen bloques angulosos de rocas metamórficas como gneises y cuarzos lechosos. Se asume una edad del Plio-Cuaternario.

DEPÓSITOS SUPERFICIALES

Depósitos glaciares (Q_G) (Cuaternario): Los depósitos morrénicos están distribuidos principalmente al oriente del área de estudio y dispuestos sobre las rocas metamórficas de la Unidad Tres Lagunas, cubriendo un área aproximada de 20 Km^2. Se localizan en los alrededores del río Negro (UTM: 713681E; 9603106N), en los sectores de Tres Lagunas (UTM: 714595E; 9603713N), Lagunas de Cordoncillo (UTM: 716915E; 9603992N) y La Rinconada formando valles con pendientes suaves y planicies con montículos redondeados de baja altura. Son depósitos con bloques erráticos redondeados a subangulares de tamaño métrico, dispuestos de forma caótica sobre la superficie y envueltos en una matriz areno-limosa y fácilmente disgregable. Formados por la desglaciación y retrabajamiento de rocas tipo gneis y metagranitos de la Unidad Tres Lagunas desarrollados en cotas sobre los 3300 msnm. Adicionalmente, estos depósitos presentan zonas de acumulación de arcillas saturadas de agua y bloques de menor tamaño formando lagunas de gran extensión.

Depósitos coluviales (Q_C) (Cuaternario): Los depósitos coluviales más representativos y de gran extensión se exponen al occidente de la zona de estudio, en los sectores de Turucachi, Marcoloma, Oñacapa, Gurudel, Asención, al norte de Gera y coluviones menores en Pullaco, San Antonio de Cumbe, Quillín, entre otros. Estos depósitos son generados principalmente sobre rocas volcánicas formando relieves con pendientes suaves a moderadas y sobre los cuales se ubican la mayoría de los poblados. Están compuestos por bloques angulosos a subredondeados con gravas, arenas y limos de mal sorteo y composición riolítica a andesítica.

ROCAS INTRUSIVAS

Granodiorita (G^{Gd}): El Intrusivo Pichinal está expuesto principalmente al Suroeste del área de estudio. Los principales afloramientos se localizan en el sector de Hierba Buena (UTM: 700228E; 9598162N), Huaylashi (UTM: 702501E; 9597263N) y parte del río Pichinal (UTM: 704278E; 9598807N). Incluye rocas masivas de composición ácida tipo granodioritas afectadas por vetillas de oxidación y esporádicamente rocas de composición granítica. Presentan una textura holocristalina, fanerítica con plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y en menor porcentaje biotita y hornblenda. En el sector de Hierba Buena, existen afloramientos de rocas graníticas fácilmente disgregables, pero conservan su textura. Adicionalmente, se observa niveles de alteración argílica y clorítica. La edad propuesta por Litherland y otros (1994) es 54 Ma. del Eoceno Temprano.

ROCAS SUBVOLCÁNICAS

Pórfido andesítico (P^A): Este cuerpo se encuentra ubicado en el sector de Verde Loma entre Potrerillos Chico y la loma La Encrucijada. Forma un relieve abrupto con pendientes fuertes encañonándose hacia la quebrada de Alumbra con una extensión aproximada de 6 kilómetros cuadrados. Presenta una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa y, hornblenda de hasta 5 mm dispuestos en una matriz cristalina afanítica rica en plagioclasa y hornblenda y algo de biotita.

Pórfido dacítico (P^{Dc}): Se exponen en la zona central del área de estudio, formando lomas subredondeadas hacia las partes altas por efecto de erosión, sobresaliendo en la morfología y alcanzan alturas desde 30m hasta 60m aproximadamente. Presentan textura subporfirítica con fenocristales de cuarzo, plagioclasa, biotita y algo de feldespato potásico con variaciones de mayor contenido de plagioclasa y otras ricas en cuarzo.

Pórfido riodacítico (P^{Rd}): Se encuentran expuestos en la zona suroccidental del área de estudio. Aparecen como cuerpos que sobresalen en la morfología afectando a los Volcánicos de Tambo Blanco, cortan parte del Intrusivo Pichinal y están cubiertos por la Unidad Carboncillo en el sector Pucuna. Presentan una textura porfídica y variaciones de grano grueso a fino con alto contenido de fenocristales de plagioclasa, y en menor proporción feldespato potásico, biotita, hornblenda y cuarzo. Las plagioclasas presentan aureolas de arcillas resultado de la alteración argílica y las biotitas presentan oxidación.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La zona de estudio está atravesada por sistemas de fallas regionales y fallamientos menores con tendencia de rumbo andino Noreste – Suroeste, y otras Noroeste – Sureste.

Por otra parte, se interpreta una reactivación de la falla Frente Baños (Litherland y otros, 1994) con rumbo NE-SO, en el sector de Cochapamba extendiéndose hasta el sector de Oñacapa y afecta a los pórfidos de composición dacítica, mientras que hacia el norte es cubierta por los volcánicos oligo-miocénios y mio-pliocénicos y pone en contacto tectónico a las unidades metamórficas de los terrenos Loja y Alao.

El área de estudio presenta un juego de fallas escalonadas en sentido NO-SE afectando las secuencias volcánicas oligo-miocénicas evidenciado a lo largo del río Paquishapa y en los sectores de Quillín, Piñán, Molle. Varios segmentos de falla menores con rumbo preferencial NE-SO controlan la trayectoria del río Sinincapa y quebradas cercanas ubicados en la parte suroccidental de la zona de estudio.

Adicionalmente, hacia el Este de la Hoja Saraguro se presenta la falla regional con rumbo NE-SO que pone en contacto tectónico la Unidad Tres Lagunas sobre la Unidad Chigüinda

Las fallas pequeñas o de menor tamaño con rumbo NE-SO, NO-SE y N-S están distribuidas por toda en el área de estudio. Algunas se han identificado que afectan a los granitoides y gneises de la Unidad Tres Lagunas y otras en flujos volcánicos jóvenes corroborados en los rasgos morfológicos que cortan las montañas y lineamientos bien marcados.

HISTORIA GEOLÓGICA O MODELO DE EVOLUCIÓN

El basamento metamórfico está representando por la secuencia paleozoica derivada de una fuente continental, probablemente depositadas en una cuenca intercratónica o de margen pasivo correspondientes a la Unidad Chigüinda. Durante el Permo – Triásico se generó una zona de rift, en la cual se produjo el emplazamiento de granitos tipo "S" de la Unidad Tres Lagunas. (Litherland y otros, 1994). Según estos mismos autores, durante el Cretácico-Jurásico se habría acrecionado el arco insular Alao.

Luego de los procesos de acreción del Cretácico y Paleógeno en el occidente ecuatoriano, se desarrolla en el Cenozoico el arco volcánico continental que funciona hasta la actualidad. El magmatismo y volcanismo se relacionan desde el Eoceno con emplazamiento del Plutón Pichinal y desde el Oligoceno – Mioceno prevalece la actividad volcánica con varios pulsos de flujos volcánicos de composición intermedia a ácida correspondientes a las unidades Río Sinincapa, El Tambo, Chilpe Potrero, Río Oña, Tambo Pamba, El Duco, El Quingueado y volcánicos Tambo Blanco.

En una pausa de este volcanismo se exhibe una fase sedimentaria representada por la Unidad Urdaneta, la que se relaciona a una cuenca intramontañosa erosionada que se formó previo a la depositación de la Unidad El Tambo y posterior a la formación de la Unidad Río Sinincapa.

En el Mioceno Temprano se reconoce un evento volcánico regional expresado en la Formación Jubones que forma un depósito piroclástico con juntas columnares, dispuestos de manera regional como un marcador estratigráfico. El volcanismo continuó con la Unidad Loma Zhio coetáneo con la formación y relleno de las cuencas intramontañosas miocénicas.

Posteriormente, la actividad volcánica continúa con la depositación de las unidades Quebrada Tasqui, Loma Las Muchicas, Quilloloma, Cullo Pugro y concluye con depósitos de caída de la Unidad Carboncillo durante el Mio-Plioceno.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Indicios de ocurrencias de minerales metálicos se ubican en el sector Chachahuayco (Litherland y otros, 1994) y en dos concesiones principales de nombre La Encrucijada y Abigail localizadas en la parte norte de la Hoja Saraguro. La Encrucijada se relaciona a sistemas epitermales de alta sulfuración de Au/Ag asociada a pórfidos (Pearl, 2011) mientras que Abigail constituye un sistema de alta sulfuración de Au en vetas de cuarzo "vuggy".

Se realizaron ensayos para metales en rocas por ICP-OES, y ensayo al fuego en dos muestras con alteración y presencia de sulfuros. Las muestras ensayadas se ubican en las coordenadas UTM: (695565E; 9608892N) y (694408E; 9607166N), respectivamente y dan como resultado la ausencia de anomalías minerales.

En lo que respecta a minerales no metálicos, Spindler J. y Herrera J. (1959) señala afloramientos de mármoles entre tobas y coladas riolíticas ubicadas al Noreste de Saraguro y a 200 m del lado izquierdo del río Paquishapa; sin embargo, tales rocas no se confirmaron durante la etapa de campo. Adicionalmente, en ARCOM (2015) se indica una concesión de caolín en trámite de explotación que se ubica dentro de la Unidad Carboncillo en la coordenada UTM: (702000E; 9604700N).

Según el catastro minero de ARCOM (2015) existen numerosas concesiones de materiales de construcción en la formación Jubones. También se extrae arena de la Unidad Urdaneta y piedra de río en los aluviales.

REFERENCIAS

ARCOM (2015) Agencia de Regulación y Control Minero. Ministerio de Recursos Naturales no Renovables. Catastro Minero.

ASPDEN J. A., FORTEY N., LITHERLAND M., VITERI F. & HARRISON M. (1992) Regional S-type granites in the Ecuadorian Andes: Possible remnants of the breakup of western Gondwana. Journal of South American Earth Sciences, v. 6, pp. 123-132.

INIGEMM (2016) Memoria Técnica Hoja Geológica de Nabón, escala 1:50000. Informe no publicado, Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico. Quito.

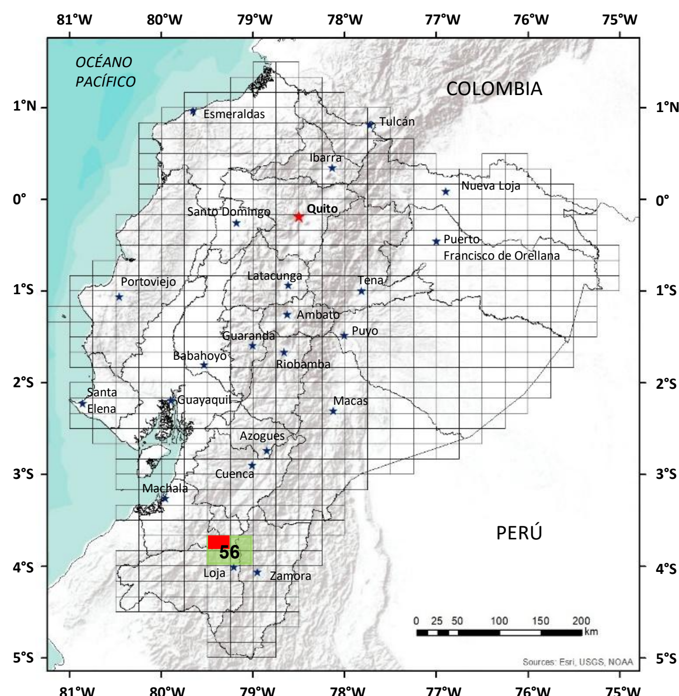
INIGEMM (2015) Memoria Técnica Hoja Geológica Las Juntas, escala 1:50000. Informe no publicado, Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico. Quito.

LITHERLAND M., ASPDEN J., & JEMIELITA R. (1994) The metamorphic belts of Ecuador. Nottingham, Inglaterra: British Geological Survey, 147p.

PEARL M. (2011) NL, 1 RV Proyecto La Encrucijada. Cornerstone Capital Resources Inc. Canadá, March 15.

PRATT W. T., FIGUEROA J. F. & FLORES B. G. (1997). Geology and mineralization of the area between 3o and 4o S, Western Cordillera, Ecuador, British Geological Survey. Open File Report WC/97/28.

SPINDLER J. & HERRERA J. (1959) Reconocimiento Geológico de los mármoles de Saraguro – Paquishapa. Servicio Nacional de Geología y Minería, Quito-Ecuador, 11p.



HOJA GEOLÓGICA-F1 (56NW) SANTIAGO (2014)

INTRODUCCIÓN

El área de la hoja geológica Santiago se localiza en la región andina del sur del Ecuador, en las provincias de Loja y El Oro y comprende parte de los cantones de Loja, Saraguro, Zaruma y Portovelo, formando un polígono regular con una extensión aproximada de 512 km^2, cuyos vértices se encuentran localizados en las coordenadas UTM: 666281 E; 9594354 N/694454 E; 959454 N/666281 E; 9576154 N/694454 E; 9576154 N, en el Datum WGS 84, Zona 17S.

La zona de estudio se encuentra al norte de la ciudad de Loja. Los principales accesos son la carretera Cuenca-Loja y la carretera Zaruma-Catamayo-Loja. Por la vía de primer orden Cuenca-Loja, se comunica con las parroquias de San Lucas y Santiago; vías de segundo orden comunican a las parroquias Gualel, Salatí, Morales y Guizhaguina; vías de tercer orden, caminos de herradura y senderos, cruzan por varios sectores del área. En la zona se presentan accidentes orográficos como el nudo Guagrauma - Acacana, que se extiende desde Saraguro y desde él se desprenden hacia el oeste la cordillera de Tahuín y hacia el sur pasando por Gualel, la denominada cordillera Larga. Topográficamente se tienen relieves montañosos irregulares cuyas elevaciones oscilan entre los 1000 y 3775 msnm, con pendientes abruptas y formando cañones estrechos y profundos por donde discurren los drenajes, que en su mayoría son permanentes, resultando un paisaje con escasa presencia de terrazas.

GEOLOGÍA

En la zona de estudio el basamento incluye sedimentos metamorfizados del Paleozoico de la Unidad Chigüinda en la Cordillera Real y rocas de similares características de las unidades El Tigre y La Victoria del Bloque Amotape Tahuín (BAT), conjuntamente con granitoides tipo "S" del Triásico de la Unidad Tres Lagunas y de la Unidad La Bocana, respectivamente. Incluye también basamento oceánico reportado como facies de antearco, cretácicos de la Unidad Chaguarpamba. En el Paleoceno se genera un arco volcánico representado por las unidades volcánicas y volcano-sedimentarias de Loma Bernabé y Gonzabal respectivamente, continuando en el Oligoceno con las unidades de rocas volcánicas de Corral Viejo y de rocas piroclásticas de Gualel; Al Oligoceno y sobreyaciendo discordantemente sobre las rocas metamórficas del BAT, están las rocas volcánicas de la Unidad Portovelo y las brechas intermedias a básicas de la Unidad Tesalia. En el Mioceno se deposita una secuencia sedimentaria bien estratificada, presumiblemente remanente de la Cuenca de Catamayo, que pertenecen a la Unidad Gulacpamba. Finalmente se genera un volcanismo ácido en el Mio-plioceno constituido por las unidades Sayo Cruz y Sarihuiña.

Cuerpos intrusivos de variada composición intruyen a las rocas volcánicas y metamórficas expuestas en la zona de estudio. formado por los volcano sedimentos

LITOESTRATIGRAFÍA

Unidad Chigüinda (Pz_{Chg}): (Litherland y otros, 1994) Se encuentra expuesta en la carretera Cuenca-Loja (UTM: 691 833E; 9 593 983N), en la margen derecha del rio El Llacu (UTM: 689 005E; 9 593 674N), en la parte alta del sector de Tentaloma (UTM: 690 758E; 9 589 765N) y en el sector de Quebrada Honda (UTM: 691 139E; 9 593 507N). Consiste de rocas metamórficas de grado bajo a medio, desde filitas, metalutitas y cuarcitas hasta esquistos, formando en algunos casos intercalaciones entre sí y representando una secuencia semipelítica, cuyo protolito es sedimentario. La edad propuesta por Litherland y otros (1994) es paleozoica.

Unidad El Tigre (Pz_{ET}): (Aspden y otros, 1995) Estas rocas se presentan como una delgada faja limitada por fallas al centro sur de la zona de estudio, expuesta principalmente en la vía El Cisne - Portovelo, (UTM: 674744E; 9575198N), así como en las coordenadas UTM: 674093E; 9576353N. Se encuentra constituida por una secuencia no metamorfizada formada por areniscas, limolitas y lutitas, además de cuarcitas, pizarras, filitas y meta grauvacas intercaladas entre sí. Aspden y otros (1995), reportan una edad paleozoica.

Unidad La Victoria (Pz_{LV}): (Aspden y otros, 1995) Buenas exposiciones se observan a lo largo de la vía El Cisne - Portovelo (UTM: 668 568E; 9 576 509N), además se presentan ventanas de la unidad en la cordillera Payana (UTM: 674 483E; 9 588 383N) y en la Quebrada Trencilla (UTM: 674 999E; 9 592 203N). La unidad está constituida por una secuencia metamorfizada formada por pizarras, filitas micáceas, cuarcitas y esquistos con moscovita y biotita, en algunos casos recristalizados. La edad reportada por Aspden y otros (1995) es paleozoica para la unidad y para el metamorfismo una edad triásica tardía.

Unidad Tres Lagunas (TR_{TL}): (Litherland y otros, 1994) Aflora principalmente en el sector de Challipaccha (UTM: 694723E; 9576314N) y en el sector de coordenadas UTM: 693957E; 9576639N. La unidad incluye meta granitos y gneises donde se observan bandas de cuarzo deformado, formando micropliegues. La Unidad Tres Lagunas se encuentra englobada por el plutón de San Lucas, por lo que se interpreta como un colgajo del basamento. La edad reportada por Litherland y otros, (1994) es de aproximadamente de 227.6 ± 3.2 Ma correspondiente al Triásico.

Unidad La Bocana (TR_{LBc}): (Aspden y otros, 1995) Se expone a lo largo de las vías El Cisne - Portovelo (UTM: 668 133E; 9 579 561N), Chunchi - Salatí (UTM: 667 606E; 9 579 838N) y en el río Susares. La unidad se compone de granodioritas con xenolitos predominantemente meta-sedimentarios, paragneises que varían a gneises migmatíticos y localmente ortogneis. En algunas zonas se puede encontrar que la unidad está cortada por diques de composición intermedia producto de intrusiones más jóvenes. Datos existentes del complejo granitoide Moromoro reportan una edad triásica tardía para la unidad (Aspden y otros, 1995).

Unidad Chaguarpamba (K_{Chp}): (INIGEMM, 2013a) En el área de estudio aflora en la vía El Arí - El Cisne (UTM: 676 342E; 9 577 345N), en las coordenadas UTM: 677 088E; 9 579 317N y en la margen derecha del rio El Arí (UTM: 676 877E; 9 578 849N). Se compone de lutitas negras con pizarrosidad bien marcada; areniscas negras, con intercalaciones centimétricas de grauwacas verdosas y localmente andesitas afaníticas verdosas y gris azuladas, con sulfuros diseminados en sus fracturas. En base a correlaciones estratigráficas, la unidad se considera de edad Cenomaniano (INIGEMM, 2013a).

Unidad Loma Bernabé (Pa_{LB}): Definida en el presente trabajo, se expone en la Loma Bernabé y en la quebrada del mismo nombre (UTM: 681064E; 9587220N), en la vía Cuenca - Loja, (Tramo Bucashi - Santiago), al noroeste de Palta (UTM: 681661E; 9 578333N) y en la cordillera Fierro Urcu (UTM: 683435E; 9585685N). Comprende rocas volcánicas masivas silicificadas, negras a grises púrpuras, porfiríticas a microporfiríticas; brechas volcánicas andesíticas gris verdosas, flujos de lavas andesíticas verdosas con sulfuros diseminados en las fracturas. Considerando las relaciones estratigráficas con las unidades adyacentes se infiere una edad del Paleoceno.

Unidad Gonzabal (Pa_{Gb}): Inicialmente considerada como parte de la Formación Sacapalca (Pratt y otros, 1997). Esta unidad se la discrimino en la hoja geológica Catamayo 1:50000, está aflorando al sureste del área de estudio, en las coordenadas UTM: 698735E; 9576641N. Constituida por productos volcano sedimentarios dispuestos en paquetes de brechas volcánicas, conglomerados y microconglomerados; además en esta secuencia se reportan flujos lávicos de composición basáltica y andesito-basáltica. Se infiere una edad paleocénica para la unidad, según se reporta en el área de Catamayo al sur de la zona de estudio (INIGEMM, 2014).

Unidad Portovelo (Ol_{Pv}): (Pratt y otros, 1997). Se expone al noroeste del área de estudio, en las zonas bajas de las cordilleras de Payana y Timbayacu, en el rio San Luis (UTM: 668722E; 9592278N) y en las estribaciones de Loma Tambillo (UTM: 668 108E; 9 588 573N). Está constituida por andesitas, andesitas basálticas con coloración gris verdosa, localmente basaltos, brechas andesíticas y tobas andesíticas muy meteorizadas. Se observan hornfels en las cercanías de las intrusiones. Se observa diseminación de sulfuros asociados posiblemente a las intrusiones. Pratt y otros, (1997) atribuyen una edad oligocénica para la unidad.

Unidad Gualel (Ol_{Gl}): Diferenciada en el presente trabajo, esta unidad se expone a lo largo de la vía El Arí-Gualel, en los sectores de El Arí (UTM: 677 552E; 9 578 820N), Celén (UTM: 677 723E; 9 578 468N), Quiques (UTM: 680 582E; 9 581 079N), San Francisco y El Rodeo (UTM: 679 992E; 9 584 264N) y en la margen derecha del río Gualel. Está conformada por brechas piroclásticas, brechas andesíticas púrpuras; brechas volcánicas andesito-basálticas gris verdosas; lavas andesíticas y basálticas afaníticas púrpuras. A partir de las relaciones estratigráficas, se asume que la unidad es de edad oligocénica.

Unidad Tesalia (Ol_{Tl}): (INIGEMM, 2014) Se expone al este de la loma Surin Shuma (UTM: 683236E; 9576080N) y al sur de Ucshaloma (UTM: 683984E; 9577097N). Está constituida principalmente por brechas volcánicas andesíticas y basálticas; presentan niveles de lavas andesíticas y andesito-basálticas porfiríticas a subporfiríticas. La edad asignada por correlaciones estratigráficas es oligocénica (INIGEMM, 2014).

Unidad Corral Viejo (Ol_{CV}): Definida en el presente trabajo, se expone como una faja norte-sur, en la zona central del área, al noreste del filo Naupal, en la Quebrada Corral Viejo (UTM: 677 960E; 9 584 684N), en las coordenadas UTM: 677 055E; 9 587 934N y en la cordillera Timbayacu (UTM: 679 865E; 9 590 976N). Consiste de una secuencia volcánica de composición intermedia de andesitas afaníticas con tonalidades gris azuladas a verdosas y localmente brechas andesíticas. El estudio geoquímico realizado en esta unidad muestra composiciones intermedias entre 58.25 wt% - 61.71 wt% SiO_2, con características propias de un ambiente calcoalcalino de arco continental.

El enriquecimiento en elementos incompatibles LILE (RB, Ba, Th, Sr) y empobrecimiento en elementos incompatibles HFSE (Zr, Nb, Ti) y la tendencia negativa de los picos de Nb y Ti, muestran que son rocas resultantes de magmas relacionados a un proceso de subducción. La edad asumida es oligocénica en base a relaciones estratigráficas.

Unidad Gulacpamba (Mi_{Gc}): Definida en el presente trabajo, con afloramientos localizados al sur de Gulacpamba (UTM: 680715E; 9583443N), al norte de El Rodeo (UTM: 679455E; 9584725N) y al oeste de Gualel. Consiste de sedimentos lacustres estratificados que a la base incluyen areniscas calcáreas café grisáceo con matriz limosa y hacia el techo intercalaciones de limolitas de color café-amarillento y verdoso, con capas de lutitas gris verdosas con laminación paralela, con abundantes restos vegetales; conglomerados y finalmente tobas púrpuras. Considerando su disposición estratigráfica, se asume que la unidad pertenece al Mioceno.

Unidad Sayo Cruz (Mi_{SC}): (INIGEMM, 2014) Identificada y caracterizada al norte del área de la contigua hoja geológica Catamayo 1:50000. Se expone en el Cerro Santa Bárbara (UTM: 687030E; 9577690N), Loma Piruro Grande (UTM: 686650E; 9676960N) extendiéndose hasta la Quebrada Aguarongo. Está compuesta por material volcanoclástico retrabajado de color blanco amarillento, cortado por cuerpos volcánicos hipoabisales de composición riolítica que en la morfología resaltan a manera de picos elevados sobre la topografía dominante y que presentan generalmente una estructura columnar. Por correlaciones estratigráficas se asume que es de edad miocénica (INIGEMM, 2014).

Unidad Sarihuiña ($MiPl_{Sn}$): Definida y caracterizada en el presente trabajo, se expone al pie del cerro Fierrourcu (UTM: 683474E; 9591513N), en la parte alta de la Laguna Sarihuiña (UTM: 680561E; 9593610N), en la cordillera Timbayacu (UTM: 676788E; 9590980N) y en los altos de la Quebrada Barro Negro (UTM: 671684E; 9590228N). Se compone de rocas volcánicas de composición ácida como riolitas y dacitas; brechas de similar composición, autobrechas con sulfuros diseminados, brechas con alteración hidrotermal ($MiPl_{Sn\text{-}b}$) y puntualmente tobas riolíticas ($MiPl_{Sñ\text{-}Tr}$). En las partes altas se observa intrusión de cuerpos porfiríticos de composición dacítica y riolítica. La edad asignada por relaciones estratigráficas es mio-pliocénica.

Depósitos coluviales (Qc): Se exponen principalmente al noreste del área de estudio, por el sector de Pichic, donde se identificaron bloques de material riodacítico y por el centro sur de la zona de estudio, por los sectores de Zani y Palta, donde se componen de bloques predominantemente volcánicos andesíticos porfiríticos.

ROCAS INTRUSIVAS

Granodioritas: El cuerpo de mayor extensión es el batolito de San Lucas cuya edad varía entre 66 y 51 Ma (Aspden y otros, 1992). Se expone en la parte este del área extendiéndose de norte a sur, toma su nombre del poblado San Lucas que se encuentra en la vía Cuenca-Loja, los mejores afloramientos se encuentran a lo largo de la misma vía, tanto en la vía antigua como en la nueva (UTM: 694091E; 9582406N), al norte de la zona en el río Adentro (UTM: 687319E; 9593487N) y al sur del área en el sector de Santiago (UTM: 689728E; 9580941N). Este cuerpo presenta granodioritas con variaciones a granito, generalmente de textura fanerítica, de tonalidades grisáceas, de grano medio a grueso, con minerales de plagioclasa, cuarzo y biotita; generalmente intruído por diques subvolcánicos y ácidos, así como enclaves dioríticos. En la mayor parte de afloramientos las rocas se encuentran fuertemente meteorizadas y muy deleznables, que favorece a la ocurrencia de deslizamientos constantes en la vía.

Otros cuerpos de menores dimensiones se exponen al oeste de la zona de estudio, emplazando a rocas paleozoicas, paleocénicas y oligocénicas. Estas rocas presentan texturas faneríticas, de grano medio a grueso, muy fracturadas, compuestas de plagioclasa, cuarzo, biotita y ocasionalmente con minerales de hierro y cobre.

Cuarzodioritas: Se observan cuatro cuerpos que se distribuyen al oeste del área de la hoja geológica, desde el norte de Gualel, al suroeste de la cordillera Timbayacu, al norte de la loma La lira y en la quebrada Trencilla. Sus dimensiones no sobre pasan los 4 km^2 e intruyen a rocas paleocénicas y oligocénicas. Estas rocas cuarzodioríticas muestran ligeras variaciones a granodioritas, presentan texturas faneríticas, de grano medio, compuestas de cuarzo, plagioclasa, hornblenda, ± feldespatos, ± micas; con minerales accesorios de hematita, galena, calcopirita. El análisis geoquímico de roca total, muestra que es un intrusivo calcoalcalino, tipo "I", de un ambiente de arco volcánico, relacionado a márgenes convergentes con zonas de subducción.

Dioritas: Constituyen intrusiones jóvenes que se distribuyen al oeste del área y se presentan como cuerpos que no sobrepasan los 8 km^2. Presentan texturas faneríticas, de grano medio a fino, con alteración que va desde argílica a propilítica, con minerales de plagioclasa, hornblenda y piroxeno, destaca además la presencia de malaquita, azurita y localmente sulfuros de hierro - cobre.

Pórfidos riolíticos: Se encuentran expuestos en el centro y centro-sur del área de la hoja geológica. Morfológicamente se representan como prominentes elevaciones tales como el Cerro Pan de azúcar, Tío loma y las lomas Cinidario, Nalashapa, Piedras Blancas, Tranca y Rucalpa. Intruyen a rocas desde paleozoicas hasta oligocénicas. Muestran textura porfirítica, de grano medio, en ocasiones con alteración argílica, destacando petrográficamente minerales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y caolín. Se presentan ocasionalmente ciertas variaciones a tobas riolíticas fuertemente meteorizadas, con textura porfirítica, con minerales de feldespato, cuarzo y óxidos de hierro.

Pórfido rio-dacítico: Se expone en el extremo noreste del área, representado morfológicamente por las elevaciones que sobresalen de la topografía como son la loma del Loro y el cerro Acacana, extendiéndose hacia la hoja adyacente de Las juntas. Se encuentra intruyendo a rocas paleozoicas y parcialmente cubierto por un coluvial; presenta textura porfirítica y se compone de plagioclasa, biotita, hornblenda y cuarzo, englobados por matriz fina grisácea, además de epidota, óxidos y arcilla.

Pórfidos andesíticos: Estos cuerpos afloran en la parte central del área, en la quebrada Bucapali y en la esquina suroriental de la zona de estudio. Sus dimensiones varían entre 5km^2 y >1km^2 respectivamente, presentan texturas porfiríticas, con tonalidades gris azuladas y verdosas, compuestas de plagioclasa, hornblenda y localmente pirita diseminada.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

En el área de estudio se observaron dos patrones estructurales de fallas principales:

1) Con dirección N-S al centro de la zona, a lo largo del rio Cana Brava al norte y prolongándose por el rio Gualel hacia el sur, marcando el contacto tectónico entre la Unidad Loma Bernabe al este con las unidades Corral Viejo y Gualel al oeste; esta estructura constituye probablemente un segmento del sistema mayor de fallas Girón - Las Aradas.

2) Con una dirección suroeste-noreste, interpretado como la prolongación de la falla Piñas-Portovelo que separa las rocas volcánicas Portovelo del Complejo Metamórfico de El Oro. Al noroeste del área en las coordenadas UTM: 668921E; 9594432N, se observó una falla inversa de componente dextral, con rumbo N 25° O buzando 65° al SO, a lo largo del río Barro Negro, cortando las lavas de la Unidad Portovelo.

Fallas menores fueron identificadas en el sector de San José (UTM: 667342E; 9577028N) donde se observan micro fallas de tipo normal cuyo rumbo es N 49° O buzando 80° al NE, presentándose cizallamientos locales; así como en el sector El Palmo, por la Quebrada Saguan, donde se identificó una falla normal con un rumbo N 15° O buzando 82° al SO.

Otro fallamiento con dirección suroeste-noreste se identifica en el sector de Zañi, por la quebrada Ramos (UTM: 684464E; 9578610N), donde constituye el contacto tectónico entre la Unidad Loma Bernabe y el Pórfido Riolítico de la Loma Rucapalca. En el sitio se observan rocas fuertemente alteradas, meteorizadas, fracturadas y con estrías. Prolongando la falla hacia el este, se alinea con la quebrada Gandil, atravesando la Unidad Loma Bernabé. Esta falla está en medio de dos estructuras paralelas con orientación noroeste- sureste, la primera en el sector de Zañi, que se alinea por la quebrada del mismo nombre con un rumbo N62°O buzando 56° al NE y la segunda en el sector del Palmo, que cruza por la Loma Taro y se prolonga al noroeste con la Quebrada El Sauce. Paralela a esta, se observa otro fallamiento por la localidad de Santiago, que se extiende hacia el sureste hasta el río Vinoyacu. Finalmente, al sur de Pichic (UTM: 693140E; 9589668N) en una vía de segundo orden, se observó una ventana de la Unidad Chigüinda exponiendo varias fallas sintéticas de tipo normal que muestran superficies con harina de falla de color verdoso.

Al noroeste de El Rodeo (UTM: 679452E; 9584724N), se observan pequeñas zonas cizalladas, con fuerte fracturamiento, el plano de falla muestra que es inversa con dirección N5°O y buzando 55° al O, donde el espejo de falla se encuentra pulimentado y con presencia de harina de falla de color gris verdoso.

HISTORIA GEOLÓGICA O MODELO DE EVOLUCIÓN

El basamento metamórfico está formado por rocas agrupadas en la Unidad Chigüinda de la Cordillera Real y en las Unidades El Tigre y La Victoria en el Bloque Amotape Tahuín (BAT), a las cuales se les asigna edad del Devónico - Carbonífero, posiblemente extendido en el Pérmico y depositadas en un ambiente de cuencas ensiálicas (Litherland y otros 1994). Según estos mismos autores, posteriormente en el permo-triásico se generó una zona de rift, con intrusión de granitos tipo "S", afectando a las unidades paleozoicas, proceso conocido como evento Tres Lagunas en la Cordillera Real y evento Moromoro en El Oro. En este sentido, se infiere que la Cordillera Real y el Bloque Amotape Tahuín (BAT), constituían un solo conjunto mientras se emplazaban los granitoides tipo "S" y que subsiguientemente fueron separados con rotación del BAT a lo largo del sistema de fallas profundas denominado Las Aradas.

El basamento en el suroccidente ecuatoriano se constituye de rocas volcánicas oceánicas compuestas de basaltos de afinidad toleítica definidas como Punta de Piedra-Celica en la Hoja Geológica de Cariamanga (INIGEMM, 2013b), atribuidas al Aptiano. A estas sobreyacen las rocas volcanoclásticas que corresponden a la Unidad Chaguarpamba, notándose que estos conjuntos oceánicos son comparables a los del basamento de la costa y de la cordillera Occidental. (INIGEMM, 2013a).

El inicio de la actividad volcánica continental durante el Paleoceno, está representado por el denominado arco Sacapalca, el cual involucra a rocas volcánicas de composición básica a intermedia, representadas actualmente por las Unidades Loma Bernabé y Gonzabal. El volcanismo continuo durante el Oligoceno con la generación de productos volcánicos y volcano - sedimentarios de similar composición, correspondientes a las unidades Portovelo, Gualel, Tesalia y Corral Viejo, las que en general estarían depositadas sobre una corteza antigua cristalina desconocida (Egüez y Poma, 2001).

Durante el Mioceno medio, se produjo el hundimiento extensional de la región interandina, lo que produjo una ingresión marina de poca profundidad en las ensenadas de Cuenca y Loja, a través de las cuencas de Manabí y Progreso (Hungerbühler y otros, 2002). Las cuencas (Cuenca, Girón-Santa Isabel, Loja, Malacatos-Vilcabamba) se clausuraron en la fase intramontañosa a partir de los 9.5 hasta los 5.0 Ma (Steinmann y otros, 1999). La Unidad Gulacpamba incluye sedimentos de este periodo, constituyendo un posible remanente de una cuenca mayor (Catamayo-Gonzanamá).

Simultáneamente a la sedimentación en las cuencas, continua un volcanismo de carácter ácido evidenciado por los niveles de material volcanoclástico tobáceo y piroclástico de la Unidad Sayo Cruz.

El volcanismo mio-pliocénico fue el último remanente de actividad volcánica al sur del Ecuador. En esta zona se propusieron históricamente diferentes formaciones como Tarqui (Bristow, 1973) y Saraguro (Baldock, 1982; Steinmann, 1999). En el presente trabajo se definió a la Unidad Sarihuina por su composición ácida y se tomó en consideración que estratigráficamente esta al tope de toda la secuencia volcánica.

El batolito de San Lucas es de tipo calco alcalino de arco continental y se interpreta como las raíces magmáticas del arco Sacapalca.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Valores anomálicos de Cu, Pb, Zn y Mo, se registraron en los sedimentos analizados por el proyecto regional de geoquímica (UNDP, 1972), siendo las zonas con mayor interés las de Fierro Urcu, los ríos Gualel y Susares.

En el sector de Fierro Urcu, se reporta la ocurrencia de al menos 10 vetas con diferente rumbo y espesores entre 0,50 y 1,8 m, donde el rango de valor de oro se encuentra entre 0,04 a 0,62 oz Au/ton, (Marikowski, 1958). El yacimiento posee alteración hidrotermal silícea, filítica y propilítica, con mineralización observada de Cu, Mo, Au, Ag (DGGM-PREDESUR, 1984). Quevedo (1986) resalta la presencia de una fuerte silicificación y además es notoria la oxidación (sombreros de hierro) y la ocurrencia de limonitas en las fracturas y cavidades de las rocas volcánicas riolíticas.

Durante los trabajos de campo se encontraron varias zonas con presencia de sulfuros diseminados los mismos que se detallan a continuación:

Cerca del sector El Arí (UTM: 677078E; 9579301N) y en el sector de La Nona (UTM: 676542E; 9577791N) donde los sulfuros se alojan en rocas volcánicas de la Unidad Gualel; en la vía Pueblo Nuevo - rio San Luis, en la Quebrada Trencilla (UTM: 671550E; 9594178N) y en la margen izquierda del rio San Luis (UTM: 671877E; 9592703N), donde se encontraron sulfuros diseminados en andesitas basálticas de la unidad Portovelo y en el Sector de El Rodeo (UTM: 679942E; 9583800N), frente a Gulacpamba y en las coordenadas UTM: 679327E; 9584933N, donde aparecen sulfuros diseminados igualmente en rocas andesítico basálticas.

REFERENCIAS

ASPDEN, J., BONILLA, W. & DUQUE, P. (1995) The El Oro Metamorphic Complex, Ecuador: geology and economic mineral deposits. Nottingham: BGS - CODIGEM.

BALDOCK, J. (1982) Geology of Ecuador: explanatory bulletin of the National Geological Map of the Republic of Ecuador, 1:1000.000 scale. Quito: Dirección General de Geología y Minas DGGM).

BRISTOW, C. (1973) Guide to the geology of the Cuenca basin, southern Ecuador. Quito: Ecuadorian Geological and Geophysical Society.

DGGM-PREDESUR (1984) Informe Técnico del Proyecto Fierro Urco. Quito, Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos, Dirección General de Geología y Minas, División de Desarrollo Minero.

EGÜEZ, A. & POMA, O. (2001) La Cuenca Alamor-Lancones en el contexto geodinámico de los Andes de Huancabamba, SW Ecuador. Quito: Cuartas Jornadas en Ciencias de la Tierra - EPN.

HUNGERBÜHLER, D., STEINMANN, M., WINKLER, W., SEWARD, D., EGÜEZ, A., PETERSON, D., HELG, U. & HAMMER, C. (2002) Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador. Earth - Science Reviews 75-124.

INIGEMM (2013a) mineralógico de las zonas Zaruma y Cariamanga escala 1:100000. Memoria Técnica Hoja Geológica de Zaruma, 1:100000. Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico. Quito.

INIGEMM. (2013b) Modelo piloto para la determinación del potencial geológico mineralógico de las zonas Zaruma y Cariamanga escala 1:100000. Memoria Técnica Hoja Geológica de Cariamanga, 1:100000. Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico. Quito.

INIGEMM (2014) Memoria Técnica Hoja Geológica Catamayo, escala 1:50000. Informe no publicado, Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico. Quito.

KENNERLEY, J. & ALMEIDA, L. (1975) Hoja de Loja (56), escala 1:100000. Instituto Geográfico Militar (IGM), Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos (MRNE), Dirección General de Geología y Minas (DGGM) and Institute of Geological Sciences London (IGS).

LITHERLAND, M., ASPDEN, J. & JEMIELITA, R. (1994) The metamorphic belts of Ecuador. Nottingham, Inglaterra: British Geological Survey.

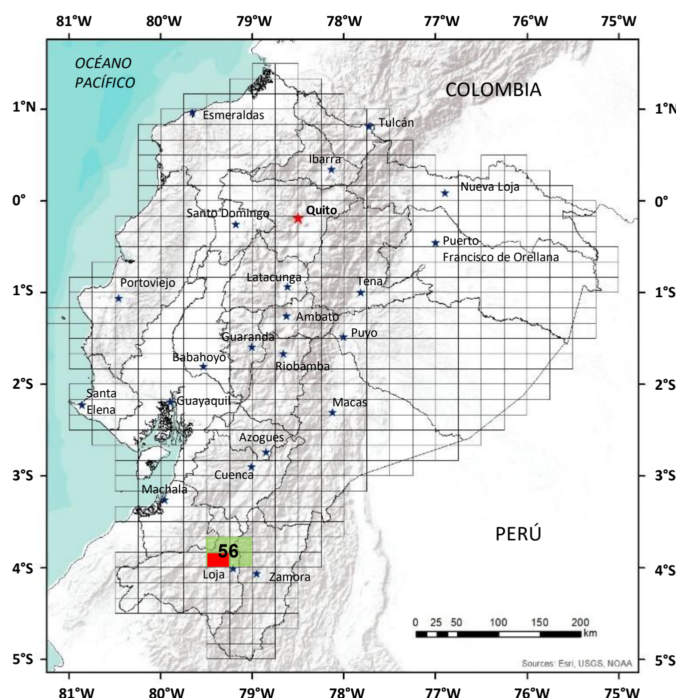
MARIKOVSKY Z. (1958) Informe minero sobre el yacimiento aurífero de Fierro Urco, Provincia de Loja-Ecuador. Compañía Industrial Minera Asociada, A. A., "CIMA". Portovelo. (2013a). Modelo piloto para la determinación del potencial geológico.

PRATT, W., FIGUEROA, J. & FLORES, B. (1997) Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 3°00' and 4°00'S. Quito: CODIGEM - BGS.

QUEVEDO L. (1986) Informe Técnico del área Fierro Urco, Provincia de Loja. Instituto Ecuatoriano de Minería INEMIN. Quito, pp. 5-13.

STEINMANN, M., HUNGERBÜHLER, D., SEWARD, D. & WINKLER, W. (1999) Neogene tectonic evolution and exhumation of the southern Ecuadorian Andes: a combined stratigraphy and fission-track approach. Tectonophysics, pp. 255-276.

UNDP (1972) Survey of metallic and non-metallic minerals (Phase II), Exploration for metallic minerals in southern Ecuador (Operation N° 8, Loja - El Oro). Follow-up evaluation of geochemical anomalies, Technical report N° 14.



HOJA GEOLÓGICA-F3 (56SW) CATAMAYO (2014)

INTRODUCCIÓN

La Hoja Geológica Catamayo cubre una superficie aproximada de 512 km² y se ubica en la región Sierra al sur del Ecuador. Abarca al cantón Catamayo y a una pequeña parte de los cantones Loja y Gonzanamá, de la provincia de Loja. Los principales accesos son las vías Loja – Catamayo - Gonzanamá, Catamayo – San Pedro de la Bendita y la vía secundaria El Cisne – Zaruma.

Morfológicamente presenta relieves fuertes e irregulares con macizos montañosos y zonas planas rellenas con depósitos sedimentarios. El río Solanda es la principal arteria de la red hidrográfica, corre hacia el noreste y en su trayecto se incorporan algunos tributarios entre los que se destaca el río Malacatos.

GEOLOGÍA

El basamento en la parte suroriental de la zona de estudio está constituido por rocas metamórficas de edad paleozoica formadas en un ambiente de cuenca intercratónica de las unidades Chigüinda y Cera, intruidas por granitos triásicos del tipo "S" de la Unidad Tres Lagunas (Litherland y otros, 1994). En la parte noroccidental, el basamento paleozoico metamórfico está representado por rocas de las unidades El Tigre y La Victoria y por metagranitos y migmatitas de edad triásica de la Unidad La Bocana (Aspden y otros, 1995).

El arco volcánico continental calcoalcalino del Paleoceno está representado por las unidades Changaimina y Gonzabal, los productos volcánicos de composición intermedia a básica del Oligoceno de la Unidad Tesalia y, por una secuencia volcanoclástica de composición intermedia a ácida de la Unidad Guayabal. En el Mioceno se produjo la depositación en un ambiente litoral de los sedimentos de la Formación Catamayo, en la cuenca del mismo nombre (Hungerbühler y otros, 2002).

Hacia el noreste se reporta la presencia del volcanismo miocénico de composición intermedia a ácida de la Unidad Sayo Cruz.

LITOESTRATIGRAFÍA

Las Formaciones y unidades presentes en el área de estudio se describen a continuación:

Unidad Chigüinda (Pz_{Chg}): (Litherland y otros, 1994), Los principales afloramientos se encuentran en la vía Loja-Catamayo en las coordenadas UTM: 686 261E; 9 558 138N y 690 571E; 9 558 193N. Otros afloramientos se localizan en los sectores aledaños a los cerros Ramos y Cocha Loma. Litológicamente constituye una secuencia de rocas metamórficas de bajo grado que incluyen filitas, cuarcitas, esquistos pelíticos y esquistos grafitosos de protolitos psamíticos. Se encuentra en contacto tectónico con las Unidades Infiernillo y Gonzabal hacia el oeste, mientras que hacia el este se infiere un contacto tectónico con la Unidad Cera. Según Litherland y otros (1994), análisis palinológicos mostraron un pequeño contenido de mioesporas pertenecientes al post-Silúrico, por tanto, se asigna para la Unidad Chigüinda una edad del Devónico al Pérmico y se la interpreta como una secuencia derivada de una fuente continental, probablemente de una cuenca intercratónica o de margen pasivo.

Unidad Cera (Pz_{Ce}): Definida en este proyecto como una secuencia metamórfica de grado medio que varía desde esquistos pelíticos hasta gneises, sería correlacionable con la Unidad Agoyán que fue definida en la Cordillera Real por Litherland y otros (1994). Aflora principalmente al extremo oriental de la zona de estudio, donde los principales afloramientos se encuentran en la vía Catamayo-Cera-Taquil (UTM: 691847E; 9564619N) y en la quebrada Chanipamba (UTM: 691330E; 9570350N). Litológicamente consiste de esquistos pelíticos de color gris verdoso, textura lepidoblástica, con vetillas finas de cuarzo. Además, se incluyen esquistos de color gris verdoso con cuarzo y biotita y paragneises de color gris, con bandas de cuarzo y sericita. Se encuentra en contacto tectónico con la Unidad Chigüinda; al noreste está intruida por el Plutón de San Lucas, al oeste se encuentra en contacto tectónico con la Unidad Gonzabal y en el sector de Villonaco aparece intruida por un cuerpo granítico del Cenozoico. Esta unidad se infiere como de edad paleozoica.

Unidad El Tigre (Pz_{ET}): (Aspden y otros, 1995), los principales afloramientos se exponen en la vía San Pedro de la Bendita - El Cisne, en el sector conocido como La Ramada, además de pequeños afloramientos en el corte de la vía El Cisne - Ambocas. Consiste de meta-limolitas gris verdosas que se intercalan con meta-grauvacas de grano medio, color verde oscuro y ocasionalmente pizarras de color gris a negro. Forma una franja metamórfica ubicada al noroeste de la zona de estudio, que se encuentra en contacto tectónico con la Unidad La Victoria. En el sector loma Guayuta (UTM: 673 271E; 9 57 2327N) también en contacto tectónico con las unidades Guayabal y Chaguarpamba. Esta unidad se infiere que pertenece al Paleozoico y forma parte del bloque Amotape Tahuín (BAT).

Unidad La Victoria (Pz_{LV}): (Aspden y otros, 1995), los principales afloramientos se exponen en la vía El Cisne-Porotillo-Portovelo (UTM: 669969E; 9575986N). Consiste de pizarras grises, filitas con tonalidades marrones y cuarcitas negras, las que presentan clivaje pizarroso marcado. Hacia el oeste se encuentra en contacto tectónico con la Unidad La Bocana, al este en contacto tectónico con la Unidad El Tigre y al sur también en contacto tectónico con la Unidad Chaguarpamba. Esta unidad se infiere de edad paleozoica y forma parte del BAT.

Unidad Tres Lagunas (Tr_{TL}): Los principales afloramientos se encuentran en la carretera Catamayo-Tierras Coloradas y cerca del cerro Villonaco (UTM: 692000E; 9558100N). Afloran cuerpos masivos de rocas graníticas de grano medio a grueso, textura fanerítica con cristales milimétricos de plagioclasa, moscovita, biotita y fenocristales de cuarzo azul; junto a gneises de textura granoblástica con cristales de cuarzo, biotita y moscovita. Se encuentra intruida por el cuerpo granodiorítico San Lucas; al sur, en el sector de Villonaco, está intruida por un cuerpo de composición granítica y en contacto tectónico con las rocas sedimentarias terciarias de la cuenca de Loja. Litherland y otros (1994) señalan una edad de 227.6 Ma. ± 3.2 Ma., e interpretan estos granitoides como granitos tipo "S" cuya relación isotópica $^{86}Sr/^{87}Sr$ relativamente alta, indica una componente cortical en su origen.

Unidad Chaguarpamba (K_{Chp}): (INIGEMM, 2013), los principales afloramientos se encuentran en la carretera San Pedro de la Bendita - Las Chinchas y afloramientos menores en la vía a Zambi. Litológicamente consiste de una secuencia de areniscas tobáceas masivas, de grano fino a medio, color verdoso, que localmente presentan intercalaciones de lutitas y areniscas. En el sector de Zambi aflora una secuencia rítmica formada por lutitas verdes (K_{Chp-l}), limolitas café verdoso y areniscas de grano fino color gris, con vetillas de calcita en los planos de estratificación. Se encuentra al noroccidente en contacto tectónico con las unidades El Tigre y la Victoria, al suroriente está en contacto fallado con la Unidad Guayabal, mientras que en el sector de la loma San Bartolo (UTM: 667500E; 9561200N) se encuentra intruida por un cuerpo porfirítico de composición dacítica. Está considerada como las facies distales de la Unidad Bramaderos de edad Cenomaniense (INIGEMM, 2013).

Unidad Changaimina (PaChm): (INIGEMM, 2013), su mejor exposición se encuentra en una pequeña área al sur de la zona de estudio en las márgenes del río Catamayo (UTM: 672072E; 9557055N y UTM: 673024E; 9557334N). Está formada por lavas andesíticas y andesítico-basálticas de color gris verdoso, con textura afanítica a subporfirítica. Localmente afloran lavas andesíticas de textura porfirítica. Se infiere que subyace discordantemente a la Unidad Guayabal. La edad atribuida para esta unidad se basa en dataciones realizadas por Hungerbühler (1 997), mediante trazas de fisión en una muestra de lava, de la cual se obtuvo una edad de 66.9 Ma. ± 5.8 Ma.

Unidad Gonzabal (Pa_{Gb}): Definida en este proyecto como una secuencia volcanosedimentaria, cuyos principales afloramientos se encuentran al centro-este del área de investigación, en el sector de Gonzabal, en la vía Taquil - Chantaco (UTM: 687312E; 9568153N) Y en las márgenes de los ríos Taquil (UTM: 687551E; 9567513N) y Chantaco (UTM: 685982E; 9567281 N). Litológicamente consiste de una secuencia volcanosedimentaria caracterizada por tobas líticas de color gris claro con gránulos y guijarros de andesitas y andesitas basálticas de textura porfirítica y por capas de conglomerados granodecrecientes con estratificación cruzada local y lavas andesito-basálticas de color gris marrón (Pa_{Gb-a}), masivas con textura subporfirítica. La unidad se encuentra en contacto fallado con la Unidad Chigüinda y subyace discordante a la Formación Catamayo y a las unidades Infiernillo, Tesalia y Sayo Cruz, por 10 que se infiere una edad paleocénica tardía.

Unidad Tesalia (Ol_{Tl}): Definida en este proyecto por sus exposiciones en la parte alta de Chuquiribamba, en los alrededores del poblado de Tesalia UTM: 681838E; 9573685N. Litológicamente consiste de autobrechas volcánicas de composición básica a intermedia y lavas andesíticas de textura afanítica a veces porfirítica de colores gris verdoso y púrpura. Hacia el sureste se encuentra en contacto discordante sobre a la Unidad Gonzabal, mientras que al oeste sobreyace discordantemente a la Unidad Guayabal y está intruida por cuerpos de composición granítica y granodiorítica. Para esta unidad se estima que su edad relativa es oligocénica, con características de pertenecer a un ambiente volcánico calcoalcalino de arco continental.

Unidad Guayabal ($OlMi_{Gy}$): Se la define en este proyecto como una secuencia volcanoclástica de composición intermedia a ácida. Los principales afloramientos se localizan en los cortes de la carretera Catamayo-San Pedro de la Bendita-Las Chinchas. Exhibe principalmente lavas andesíticas afaníticas de color gris oscuro, tobas andesíticas de color gris claro intercaladas con tobas riolíticas de color blanquecino. A1 occidente se encuentra en contacto tectónico con las unidades Chaguarpamba y El Tigre, al este sobreyace discordantemente a la Unidad Gonzabal, al sur sobreyace discordantemente a la Unidad Changaimina y subyace también discordante a la Formación Catamayo. Para esta unidad se infiere una edad oligo-miocénica con características de un ambiente calcoalcalino de arco continental.

Formación Trigal (Mi_{Tr}): (Kennerley, 1973), está expuesta en el extremo sur-oriental de la zona de estudio, forma parte de la cuenca sedimentaria de Loja. Las mejores exposiciones se encuentran en la zona de la hoja Loja Norte, en la quebrada La Banda (UTM: 695850E; 9560117N) y al occidente del sector Motupe Alto (UTM: 695547E; 9563695N). Está compuesta por una secuencia de lutitas y limolitas de color marrón a gris-verdoso, con estratos centimétricos de conglomerados masivos y areniscas de grano fino a grueso, que presentan estructuras canaliformes y ripples de corriente. Esta unidad se encuentra localmente en contacto tectónico con las rocas metamórficas de las unidades Chigüinda y Tres Lagunas.

Formación Catamayo (Mi_{Ct}): Jaillard y otros (1996), los principales afloramientos están ubicados alrededor del poblado de Catamayo. Según Reyes y otros (2008), la formación consiste de tres miembros. El basal compuesto por conglomerados con clastos volcánicos andesíticos de color verde y púrpura, intercalados con lutitas púrpuras y areniscas amarillas de grano grueso. El miembro intermedio se caracteriza por la presencia de lutitas de variadas coloraciones, alternadas con areniscas finas de color blanco y amarillo. La secuencia sedimentaria identificada con el miembro superior, consiste de calizas intercaladas localmente con yesos y lutitas blancas. Los sedimentos de la Formación Catamayo sobreyacen discordantes a la Unidad Gonzabal y subyacen discordantes a los flujos laharíticos de la Unidad Infiernillo. Jaillard y otros (1996), interpretan las facies como llanuras de inundación costera y fluvial para la parte baja, un sistema fluvial dominante para la parte media y, de llanura costera con intervalos de incursiones marinas y fluviales para la parte alta. Hungerbühler (1997), asume una edad del Mioceno Medio.

Unidad Sayo Cruz (Mi_{SC}): Definida en el presente trabajo, toma su nombre del cerro Sayo Cruz, donde se encuentran los principales afloramientos. Consiste de volcanosedimentos retrabajados de grano fino, color blanco-amarillento con líticos de pómez, intercalados con capas de limolitas y lutitas. Además, se incluyen pórfidos riolíticos con cristales desarrollados de feldespato y cuarzo. Se encuentra discordante sobre la Unidad Gonzabal y se infiere de edad miocénica a partir de correlaciones estratigráficas. Además, sobreyace discordante a los sedimentos de la Formación Catamayo y está en contacto tectónico con las rocas metamórficas de la Unidad Chigüinda.

Unidad Infiernillo (Pl_{If}): Definida en este trabajo con base en los afloramientos expuestos en la vía Catamayo-El Tambo, como una secuencia de flujos laharíticos de colores gris y ocre, deleznables, mal sorteados, con matriz soportada arenosa, medianamente litificados y meteorizados, con cantos y guijarros de andesitas porfiríticas. Se observan además conglomerados de color café, con clastos andesíticos subredondeados a redondeados. Esta unidad sobreyace discordante a los sedimentos de la Formación Catamayo y en contacto tectónico con las rocas metamórficas de la Unidad Chigüinda. Se infiere que es de edad pliocénica, según las relaciones estratigráficas observadas.

Formación Salapa (Pl_{Sl}): (Hungerbühler, 1997), representa las rocas volcánicas más jóvenes reportadas en la cuenca de Loja. Se localiza al norte de dicha cuenca sedimentaria, en el sector de Salapa Alto de donde toma su nombre (Hoja Loja Norte escala 1:50000). Está constituida por lavas andesíticas y tobas de coloraciones púrpuras. La edad establecida en un estrato de piroclásticos ubicado al norte de Loja, fue de 2,4 ± 0,8 Ma. (Hungerbühler y otros, 2002).

ROCAS INTRUSIVAS

En la zona de estudio afloran principalmente cuerpos graníticos, granodioríticos y dioríticos, así como pequeños pórfidos riolíticos y dacíticos. Los granitos afloran en el sector de Duraznillo y cerro Villonaco, y muestran textura fanerítica, de grano fino a medio, formados por cristales subhedrales de cuarzo, plagioclasa, biotita y feldespato alcalino.

Las granodioritas afloran principalmente en los alrededores de San Lucas y en el sector de Naranjillo. Presentan tonalidad gris, estructura masiva, textura fanerítica, , con plagioclasa, cuarzo, anfíbol y feldespato alcalino; estas rocas se encuentran altamente fracturadas e intruidas por diques de composición andesítica

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Estructuralmente la zona de estudio exhibe un conjunto de fallas con rumbo N-S y NNE-SSO que marcan el límite tectónico entre las unidades metamórficas y volcánicas. Además, una importante falla con dirección N-S se ubica a 10 largo de la margen occidental de la cuenca de Catamayo, que habría controlado el desarrollo de esa cuenca sedimentaria. A1 noroeste existe una falla inversa que marca el límite entre las unidades El Tigre y La Victoria. El principal plegamiento se localiza en el sector de Chuquiribamba y corresponde a un sinclinal asimétrico con su eje buzando hacia el sur.

La deformación en las rocas metamórficas del basamento está marcada regionalmente por una foliación con rumbo andino, en tanto que, las rocas metamórficas del BAT presentan una foliación E-O, que hacia el sector de El Cisne rota localmente a un rumbo NE-SO.

GEOLOGÍA HISTÓRICA

Las unidades Chigüinda y Cera de edad paleozoica, son secuencias pelíticas derivadas de una fuente continental, probablemente depositadas en una cuenca intercratónica o de margen pasiva, que habría funcionado en el Devónico-Carbonífero posiblemente extendido hasta el Pérmico (Litherland y otros, 1994). Según estos mismos autores, durante el Triásico se generó una zona de rift, en la que se produjo el emplazamiento de granitoides tipo “S” de la Unidad Tres Lagunas, en el evento conocido como Moromoro-Tres Lagunas.

Evidencias encontradas indicarían que la Cordillera Real, así como el Bloque Amotape Tahuín (BAT) eran continuos durante el emplazamiento de granitoides tipo "S" y, posteriormente el BAT, fue desmembrado y rotado con respecto a la Cordillera Real a lo largo del sistema de fallas profundas denominado Las Aradas.

En INIGEMM (2013) se menciona que la acreción de un arco de islas al occidente de la zona de estudio, estaría representado por las rocas de la Unidad Punta de Piedra, junto con sus facies volcanoclásticas proximales y distales que debieron acrecionarse al continente en el Cretácico Tardío, cuya zona de sutura estaría representada por la Falla de Las Aradas, que marca una zona de cizallamiento dextral de gran magnitud entre el Maestrichtiano y el Eoceno.

En el Paleoceno se desarrolló un arco continental que daría lugar a depósitos volcánicos masivos y volcanosedimentos de las unidades Changaimina y Gonzabal respectivamente. Hacia el Oligoceno en este arco, se habrían generado productos volcánicos de composición intermedia agrupados en la Unidad Tesalia, variando este volcanismo con productos ácidos de la Unidad Guayabal hasta inicios del Mioceno.

Durante el Mioceno se desarrollaron cuencas sedimentarias al sur del Ecuador, en dos fases de sedimentación (Steinmann y otros, 1999). La primera fue nombrada fase Costera del Pacifico en donde la sedimentación ocurrió sobre una extensa área cerca del nivel del mar desde los 15 Ma., hasta los 9.5 Ma. La segunda fase denominada Intramontañosa desde los 9.5 Ma., se caracterizó por una inversión tectónica y compresional en dirección este-oeste que exhumó la región.

Para el Mioceno Superior-Plioceno se desarrolló un volcanismo ácido, representado por las unidades Guayabal y Sayo Cruz; las mismas que fueron cubiertas por flujos lahaříticos jóvenes de composición intermedia de la Unidad Infiernillo.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Se realizó una reinterpretación estadística de los datos recopilados por UNDP (1972), que permitió establecer en la zona Urito Huaser una anomalía de Pb con valores entre 75 y 149 ppm; y anomalía de Zn con valores entre 374 y 810 ppm. En la zona de Duranda se confirma la anomalía de Zn, con valores entre 375 y 810 ppm, donde, además, se ha determinado una subanomalía de Cu entre 25 y 45 ppm. Depósitos de materiales pétreos se explotan a 10 largo del río Guayabal para usarse en la industria de la construcción.

REFERENCIAS

ASPDEN, J., BONILLA, W. & DUQUE, P. (1995) The El Oro Metamorphic Complex, Ecuador: geology and economic mineral deposits. Nottingham: BGS – CODIGEM, 69 p.

HUNGERBÜHLER, D. (1997) Neogene basins in the Andes of southern Ecuador: evolution, deformation and regional tectonic implications. Thesis doctoral Swiss Federal Institute of Technology Zürich, 181 p.

HUNGERBÜHLER, D., STEINMANN, M., WINKLER, W., SEWARD, D., EGÜEZ, A., PETERSON, D., HELG, U. & HAMMER, C. (2002) Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador. Earth-Science Reviews 57, pp. 75-124.

INIGEMM (2013) Modelo piloto para la determinación del potencial geológico-mineralógico de las zonas Zaruma y Cariamanga escala 1:100000. Memoria Técnica Hoja Geológica de Zaruma 1:100000. Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico. Quito, 53 p.

JAILLARD, E., ORDOÑEZ, M., BERRONES, G., BENGTSON, P., BONHOMME, M., JIMENEZ, N. & ZAMBRANO, I. (1996) Sedimentary and tectonic evolution of the arc zone of South western Ecuador during Late Cretaceous and Early Tertiary times. Journal of South American Earth Sciences 9, pp. 134-139.

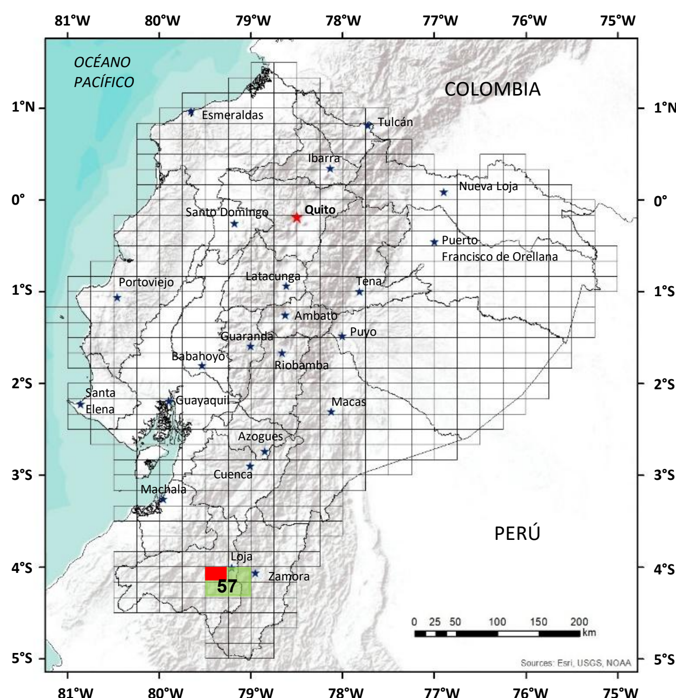
KENNERLEY, J. (1973) Geology of Loja Province, southern Ecuador, Report No 23. London: Institute of Geological Sciences (Overseas Division). Photogeological Unit, 34 p.

LITHERLAND, M., ASPDEN, J. & JEMIELITA, R. (1994) The metamorphic belts of Ecuador. Nottingham, Inglaterra: British Geological Survey. 147 p.

REYES, P., MICHAUD, F., CARBONEL, P. & FORNARI, M. (2008) New field studies in the Gonzanamá, Catamayo and Malacatos-Vilcabamba basins, Ecuador: Preliminary results. 7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice). Extended Abstracts, pp. 442-445.

STEINMANN, M., HUNGERBÜHLER, D., SEWARD, D. & WINKLER, W. (1999) Neogene tectonic evolution and exhumation of the southern Ecuadorian Andes: a combined stratigraphy and fission-track approach. Tectonophysics 307, pp. 255-276.

UNDP (1972) Survey of metallic and non-metallic minerals (Phase II), Exploration for metallic minerals in southern Ecuador (Operation Nº 8, Loja-El Oro). Follow-up evaluation of geochemical anomalies, Technical report Nº 14.



HOJA GEOLÓGICA- B1 (57NW) NAMBACOLA (2014)

INTRODUCCIÓN

El mapa geológico de Nambacola se localiza en la región andina al sur del Ecuador, en la provincia de Loja y abarca los cantones de Gonzanamá y Catamayo. El área de estudio comprende valles y montañas cuyas alturas varían de 1100 a 2600 msnm y forma un polígono regular aproximado de 512 km^2 cuyos vértices se encuentran localizados en las coordenadas UTM: 666400E; 9557800N/694400E; 9557800N/694400E; 9539200N/666400E; 9539200N, en el DATUM WGS84 zona 17 Sur. La vía principal en el área de estudio es la carretera asfaltada de primer orden Loja-Catamayo-Nambacola, a la que se enlazan vías lastradas de segundo orden que conectan las parroquias urbanas y rurales de los cantones mencionados.

GEOLOGÍA

La zona de estudio incluye el cinturón metamórfico representado por rocas paleozoicas atribuidas a cuencas ensiálicas de la Unidad Chigüinda y por granitos tipo "S" del Triásico de la Unidad Tres Lagunas. Del Cretácico comprende un basamento oceánico de arco insular que incluye la secuencia volcanoclástica de la Unidad Chaguarpamba. Al Paleoceno se forma un arco volcánico continental representado por las Unidades Changaimina, Capilla y la Formación Los Encuentros. Los depósitos oligocénicos y oligo-miocénicos tienen una composición intermedia a ácida y corresponden a la Formación Loma Blanca y la Unidad Guayabal. Al Mioceno se produce la depositación de los sedimentos de las Formaciones Gonzanamá, Catamayo, Santo Domingo y Trigal que forman parte de las cuencas intramontañosas de Gonzanamá, Catamayo, Malacatos y parte de la Cuenca de Loja.

Posteriormente, se genera un volcanismo mio-pliocénico constituido por los volcanosedimentos de Illaca y Huayco y finalmente al Plioceno se depositan flujos laharíticos y piroclásticos de las Unidades Infiernillo y Culanga.

LITOESTRATIGRAFÍA

Unidad Chigüinda (PZ_{Chg}): (Litherland y otros, 1994) Aflora al noreste de la zona de estudio, en la antigua vía Loja-Catamayo en el sector de Rumicorral (UTM: 691251E; 9557460N), en el Filo Los Peñones (UTM: 690311E, 9552974N) y en lentes que se observan al subir desde el Tambo hacia Blanquillo. Constituyen una serie de rocas metamórficas de bajo grado que incluyen filitas y cuarcitas intercaladas entre sí. Las filitas son de color negro a gris oscuro, presentan textura lepidoblástica y estructura foliada. Las cuarcitas son de color blanco grisáceo de estructura masiva. En varios afloramientos se observan estructuras de deformación asociadas como inclusiones aladas sigmoidales y plegamiento menor. Esta unidad se presenta como parte del basamento en la zona de estudio con rocas atribuidas al Devónico – Carbonífero según Litherland y otros (1994).

Unidad Tres Lagunas (TR_{TL}): (Litherland y otros, 1994) Se encuentra distribuida al lado oriental de la zona de estudio, en la vía de segundo orden Villonaco – Las Aradas (UTM: 693549E; 9554334N), además se puede observar también en las carreteras La Palma – Blanquillo – La Argentina y en las Lomas Parucato y Huacabamba. Se observan cuerpos graníticos, en algunos casos como rocas granulares con textura fanerítica de grano medio a grueso y en otros como rocas gnéisicas con texturas granolepidoblástica y estructura gnéisica. La edad de esta unidad es de alrededor de 228 Ma (Litherland y otros, 1994).

Unidad Chaguarpamba (Ks_{Chp}): (INIGEMM, 2013a) Se encuentra en el lado noroeste de la zona de estudio con sus principales exposiciones en el sector de Santiago, en el carretero de tercer orden hacia el Río Catamayo (UTM: 668063E, 9555459N), (UTM: 666731E; 9554710N). Se pueden apreciar tobas arenosas de tonalidad verde a café amarillenta, con variación del tamaño de grano de fino a grueso y textura clástica, se aprecian plagioclasas y líticos de color negro. Las mismas se encuentran intercaladas con lutitas y limolitas de coloración verdosa a negras. La edad de la Unidad Chaguarpamba está establecida en base a correlaciones estratigráficas al Cenomaniano (INIGEMM, 2013a).

Unidad Changaimina (Pa_{Chm}): (INIGEMM, 2013b) Está ubicada en la parte central y en el lado oeste de la zona de estudio, aflorando principalmente en el poblado Algarrobera en las quebradas El Limón (UTM: 677448E; 9552598N), S/N (UTM: 678510E; 9552250E), Guayabaspamba (UTM: 672455E; 9550107N); adicionalmente se la puede observar en el sector del Cerro San José (UTM: 667889E; 9550440) y en el Río Catamayo (UTM: 672072E; 9557055N). Litológicamente esta unidad está compuesta de lavas andesíticas a basálticas de tonalidad gris oscuro a gris verdoso, con textura afanítica, afectadas por diaclasas en diferente dirección. Se nota ocasionalmente una textura porfirítica con minerales como plagioclasas y anfíboles de forma subhedral.

Adicionalmente esta unidad presenta esporádicamente brechas volcánicas clasto-soportadas, las mismas que son de composición andesítica. La edad asumida para esta unidad es de 66.9 ± 5.8 Ma., correspondiente al Maastrichtiano Tardío a Paleoceno Temprano (Hungerbühler, 1997). La naturaleza del volcanismo de esta unidad es calcoalcalino de un ambiente de arco continental relacionado a un proceso de subducción.

Unidad Capilla (Pa_{Cp}): Definida en este trabajo, la unidad se encuentra distribuida al centro-este de la zona de estudio, aflorando en la parte alta del poblado Capilla (UTM: 688966E; 9546544N), en la vía Villonaco – Las Aradas (UTM: 689677E; 9552711N) y en la vía principal entre Capilla y El Tambo (UTM: 687892E; 9547328N). La unidad está constituida principalmente por andesitas porfiríticas, con fenocristales de plagioclasa y en menor proporción andesitas basálticas de color verde oscuro; además presentan brechas volcánicas con líticos andesíticos angulosos a subangulosos y flujos aglomeráticos masivos de composición andesítica en matriz arenosa-tobácea. La edad asumida en el presente trabajo por sus relaciones estratigráficas es del Paleoceno.

Unidad La Cruz (Pa_{LC}): (INIGEMM, 2014a) Esta unidad es redefinida principalmente en el mapa geológico de Gonzanamá, en el sector Los Encuentros (UTM: 666290E; 9537500N). En la zona de estudio aflora únicamente hacia el lado suroeste, cerca al sector de Potrerillos (UTM: 669422E; 9539400N) y en el cerro Surapo. Se presenta como un flujo piroclástico que principalmente muestra brechas piroclásticas color gris claro a rosado de composición andesítica, con textura brechosa y clastos de tamaño fino a medio. Presenta minerales como plagioclasa, anfíboles y esporádicamente clorita. Esta unidad en la zona de estudio está intruida por el plutón Palo Blanco de edad 21.2 Ma. (Jaillard y otros, 1996) y por otros cuerpos intrusivos de diferente composición. Por las relaciones estratigráficas observadas, se le atribuye una edad paleocénica.

Formación Loma Blanca (Ol_{LB}): (Kennerley, 1973) Aflora como una secuencia volcánica a lo largo de los márgenes del Río Chinguilamaca (UTM: 684802E; 9539505N), al extremo sureste de la zona de estudio. Litológicamente está constituida por brechas piroclásticas de color gris, estructura masiva, matriz soportada, con líticos angulares de tamaño guijarro, principalmente de andesitas y andesitas basálticas, intruyen diques de textura afanítica y composición andesito-basáltica. También afloran flujos de lavas masivas, de color gris, con textura afanítica a subporfirítica, de composición andesítica. Hungerbühler y otros (2002) la ubicaron en el Eoceno Superior - Oligoceno.

Unidad Guayabal ($OlMi_{Gy}$): (INIGEMM, 2014b) La unidad se encuentra redefinida en el mapa geológico de Catamayo, aflorando en la parte norte de la zona de estudio, principalmente cerca del río Catamayo y próximo al sector de Santiago (UTM: 669694E; 9556052N). Principalmente se han identificado brechas y aglomerados volcánicos de coloración gris claro verdosa, de composición intermedia a ácida con líticos angulosos de tamaño de grano medio, textura clástica con matriz tobácea.

Ocasionalmente se encuentran lavas andesíticas porfiríticas de tonalidad gris claro. Por relación estratigráfica observada al norte, en el mapa geológico de Catamayo, se asigna a la Unidad una edad oligo-miocénica.

Formación Gonzanamá (Mi_{Gz}): (Kennerley, 1973) Esta Formación se encuentra en la parte centro - sur de la zona de estudio, en el poblado de Nambacola (UTM: 674093E; 9540291N), en la vía Nambacola – Gonzanamá, cercano al sector Surunuma (UTM: 674626E; 9539874N) y en las cercanías del poblado Gerinoma (UTM: 673658E; 9546203N y UTM: 673713E; 9547109N). Litológicamente se han identificado brechas volcánicas muy meteorizadas, con clastos volcánicos, de forma angulosa y de tamaño grueso, que representarían el nivel inferior de la formación. El nivel intermedio está representado por calizas micríticas de textura cristalina, con oolitos y nódulos de chert que se intercalan con limolitas y areniscas calcáreas; además presentan sedimentos siliciclásticos, de limolitas y areniscas de coloraciones amarillentas debido a la meteorización. La edad de esta Formación es de 16.4 Ma que corresponde al Mioceno, según la datación realizada por Hungerbühler y otros (2002).

Formación Catamayo (Mi_{Ct}): (Jaillard y otros, 1996) La Formación se encuentra ubicada en la parte central de la zona de estudio, principalmente en el valle del Río Catamayo, distribuida desde el norte en el barrio Santo Domingo de Guzmán (UTM: 682824E; 9556800N) hasta el sur, en el sector de Santa Rita (UTM: 683000E; 9945100N). Está constituida por lutitas y limolitas de tonalidades verdes y púrpuras, con variación gradual del grano hasta areniscas grises con aporte volcánico; además de niveles de tobas de composición dacítica las que se encuentran estratificadas. Se han observado también brechas sedimentarias con líticos metamórficos intercalados con sedimentos de lutitas y limolitas de tonalidad rojizo y verdoso. La edad de esta unidad sería Mioceno según Hungerbühler y otros (2002).

Formación Santo Domingo (Mi_{SD}): (Hungerbühler y otros, 2002). Distribuida principalmente en el lado suroriental de la zona de estudio, aflorando principalmente en el sector La Merced (688625E; 9540521N). Se observan los dos miembros definidos por Hungerbühler (1997). El miembro Carbón es una secuencia formada por la repetición de estratos de lutitas negras, limolitas e intervalos menores de areniscas. Se tienen nódulos calcáreos y abundantes diques clásticos. El carbón aparece en estado de lignito y se observan vetillas de yeso e impregnaciones de sulfuros; algunas lutitas son bituminosas con restos vegetales. El miembro de yesos consiste de areniscas de grano fino a medio, lutitas laminadas con yeso primario y secundario. Los análisis mediante trazas de fisión dan resultados entre 14.6 ± 1.8 y 12.0 ± 1.2 Ma (Hungerbühler y otros, 2002).

Formación Trigal (Mi_{Tr}): (Hungerbühler, 1997) Esta formación se ubica en el lado noreste de la zona de estudio. Litológicamente está compuesta por lutitas y limos de color marrón o gris-verdoso, con intercalaciones de capas conglomeráticas y areniscas de grano fino a grueso. En las lutitas y limolitas es común observar restos vegetales, con laminación paralela y restos de fauna dispersos como ostrácodos y gasterópodos (Corrochano, 2014). Se asigna una edad aproximada del Mioceno según Hungerbühler (1997).

Formación Illaca (Mi_{Ic}): Definida en este trabajo, en afloramientos expuestos en los sectores de San José (UTM: 668577E; 9548891N), de Illaca en la quebrada Hechiceros (UTM: 672385E; 9546732N) y el poblado de Uruchambo (UTM: 672798E; 9548646N). Esta unidad está constituida por tobas ácidas de composición dacítica con tonalidades verdosas, cremas y púrpuras. La naturaleza del volcanismo de esta unidad es calcoalcalino de un ambiente de arco continental relacionado a un proceso de subducción. Por relaciones estratigráficas se le atribuye una edad miocénica.

Unidad Huayco (Mi_{Hy}): Definida en este trabajo en afloramientos ubicados en el sector del Huayco hacia la parte sur, cerca de la quebrada Jacapo en las coordenadas UTM: 684335E; 9547334N; hacia el norte en el sector de P eriquera (UTM: 684000E; 9555584N) y en el sector de la Era (UTM: 688620E; 9544568N). Se establece una unidad aglomerática clasto-soportada que incluyen clastos de composición intermedia, tipo andesita porfirítica, en matriz arenosa más o menos consolidada; los aglomerados se pueden encontrar intercalados con flujos de brechas volcánicas. Por relación estratigráfica se estima la edad de esta unidad como miocénica.

Unidad Infiernillo (Pl_{If}): Definida en este trabajo en afloramientos ubicados en el sector de Infiernillo (UTM: 682625E; 9552751N), Patacorral (UTM: 685698E; 9549244N) cerca del P oblado del Tambo; otro punto de observación de estos flujos está en la vía Malla - San Antonio (UTM: 684173E; 9554263N). Esta unidad está caracterizada por lahares jóvenes, con mal sorteo de clastos, en matriz arenosa, contiene clastos porfiríticos de composición andesítica de color gris verdoso a púrpura con formas subangulares a subredondeadas de tamaños que van desde 10 cm a 2.5 metros. Por relación estratigráfica se asume una edad pliocénica para esta unidad.

Unidad Culanga (Pl_{Cg}): Definida en este trabajo en afloramientos ubicados en la parte centro-sur de la zona de estudio, observables principalmente en la quebrada Achupallas (UTM: 680584E; 9545302N), a lo largo de la vía Sasaco - Culanga (UTM: 681233E; 9540806N) y en la vía Catamayo-Nambacola cerca al poblado Matala (UTM: 680736E; 9543524N) y (UTM: 680690E; 9544355N). Está constituido por brechas piroclásticas de composición andesítica con una coloración gris claro a crema; presenta una textura brechosa, con matriz clasto-soportada. Además, se encuentran tobas con clastos volcánicos en matriz soportada. Por relación estratigráfica se asume una edad pliocénica.

Depósitos coluviales (Q_c): Estos depósitos cuaternarios se encuentran ubicados principalmente al lado oriental, cercano a los sectores del poblado Hechiceros, quebrada Pingo Pingo (UTM: 670976E; 9552775N) y en el sector del río Catamayo (UTM: 672072E; 9557055N). Principalmente se pueden encontrar bloques de pórfidos andesíticos, dacíticos, rocas intrusivas y volcánicas como andesitas.

Depósitos aluviales (Q_a): Se localizan a lo largo de los márgenes de los ríos Catamayo, Chinguilamaca y en la quebrada Indiucho, en terrazas con cantos rodados de rocas intrusivas y volcánicas.

ROCAS INTRUSIVAS

En la zona de estudio se encuentran varios cuerpos intrusivos de diferente composición, distribuidos hacia el lado suroriental.

Granitos (G): Los principales intrusivos de esta composición se ubican en el sendero que parte de la antigua vía Loja – Catamayo hacia El Tablón (UTM: 687611E; 9555262N) y otro ubicado en el lado este de la zona de estudio y del poblado El Tambo. Los granitos son de color moteado blanco y negro, de textura fanerítica y estructura masiva, con minerales principales de cuarzo, feldespato y biotita, con locales zonas de alteración argílica.

Granodioritas (Gd): Los cuerpos intrusivos de esta composición han sido definidos por diferentes autores e identificados como El Tingo, Rodanejo y Palo Blanco. El intrusivo El Tingo de edad de 47 Ma (Kennerley, 1973), cartografiado en el lado centro norte del mapa geológico de Nambacola, cerca al poblado del mismo nombre (UTM: 676774E; 9556894N). Consiste de una roca plutónica de color gris claro, con textura fanerítica, a veces con xenolitos de andesitas basálticas que pertenecerían a la Unidad Changaimina. Los minerales principales que presenta son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y anfíbol.

El intrusivo Palo Blanco de edad de 21.2 Ma (Jaillard y otros, 1996) se encuentra ubicado cerca al poblado Corral Chico, expuesto en la carretera de tercer orden Pueblo Nuevo – Corral Chico (UTM: 667714E; 9542648N). El intrusivo es de composición granodiorítica de tonalidad gris claro, con minerales de plagioclasa y anfíbol con textura fanerítica. Las plagioclasas se encuentran alteradas transformándose a arcillas. El plutón Rodanejo de edad de 38.7 Ma (Hungerbühler y otros, 2002), toma su nombre de la quebrada Rodanejo, que se ubica en el lado centro oeste del área de estudio y también se encuentra en la quebrada Santo Tomás (UTM: 673646; 9550136N). Se trata de un cuerpo granodiorítico con plagioclasa, cuarzo, feldespato y anfíbol, con textura fanerítica, medianamente meteorizado.

Diorita (D): Este cuerpo intrusivo reportado en el trabajo de Reyes y otros (2008) como intrusivo El Huato, se ubica en lado centro sur de la zona de estudio, en la quebrada El Huato (UTM: 678851E; 9539923N) de donde toma su nombre y en la carretera Catamayo - Gonzanamá sector la Urna (UTM: 675871E; 9541291N). Este cuerpo presenta una tonalidad gris oscuro a negra, textura fanerítica con moderada a débil meteorización. Los minerales que incluyen son plagioclasa y piroxeno y el tamaño de grano es fino a medio.

Pórfidos: Los principales afloramientos se encuentran al suroeste de la zona de estudio y comprende varios cuerpos intrusivos de diferente composición, variando de andesíticos a riodacíticos.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La zona de estudio está atravesada por varios sistemas de fallas con una tendencia dominante NO-SE, NE-SO y N-S, varias de estas estructuras algunos casos controlan las unidades y formaciones geológicas existentes.

Principalmente se tienen dos fallas con probable componente inverso de dirección NO-SE, las cuales controlan la parte central del área de estudio, generando una depresión y relleno de una microcuenca. La posterior deformación desarrolló un pequeño sinclinal, el cual está controlado por pequeñas fallas con similar dirección. La falla ubicada en el lado centro oeste que pasa por la quebrada Grande separa las rocas volcánicas de la Unidad Changaimina de los sedimentos siliciclásticos y calcáreos de la Formación Gonzanamá. La falla ubicada hacia el lado centro este, y que presumiblemente se trate de la continuación de la falla Catamayo (Egüez y otros, 2003), separa los flujos laharíticos de la Unidad Infiernillo con la Unidad Chigüinda y los depósitos paleocénicos de Capilla de la Unidad Tres Lagunas. Así mismo más hacia el sureste se tiene una falla probablemente de componente inversa que separa el basamento metamórfico de la Unidad Tres Lagunas con los sedimentos miocénicos de la Formación Santo Domingo (Hungerbühler y otros, 2002).

Las fallas de dirección NE-SO se encuentran ubicadas en el extremo noroccidental, dónde una de ellas es interpretada como una falla inversa que separa tectónicamente las Unidades Chaguarpamba y Guayabal. En el lado nororiental se presenta el límite tectónico entre las Unidades Chigüinda y Tres Lagunas. Esta falla denominada Huancabamba se la considera como una falla antigua e inactiva, que en su momento afectó a las unidades mencionadas en el sector entre Filo de Peñones y Loma Huancabamba.

Por último, existen algunos fallamientos menores de sentido N-S, destacándose la falla ubicada en la parte central del área de estudio, que probablemente representaría la prolongación de la falla La Toma (Egüez y otros, 2003). La falla se proyecta desde el norte hasta el sector Algarrobera y afecta a la Unidad Changaimina.

GEOLOGÍA HISTÓRICA

La zona de estudio comprende parte del cinturón metamórfico representado por rocas meta-sedimentarias de carácter semipelítico de la Unidad Chigüinda, atribuidas al Devónico – Carbonífero (Litherland y otros, 1994). Este conjunto fue afectado por el rift Tethiano e intruido por granitos tipo “S” (Tres Lagunas) de edad triásica. La Cordillera Real, así como el Bloque Amotape Tahuín (BAT) eran continuos durante el emplazamiento de granitoides tipo “S” y que posteriormente el BAT fue desmembrado y rotado respecto a la Cordillera Real a lo largo del sistema de fallas denominado Las Aradas.

Entre la Cordillera Real y el Bloque Amotape Tahuín se encuentra un basamento oceánico de arco insular. A este basamento volcánico formado durante el Aptiano al Turoniano (INIGEMM, 2013b) se superpone una secuencia volcanoclástica de la Unidad Chaguarpamba (INIGEMM, 2013a).

Las rocas volcánicas de composición intermedia a básica y de afinidad calco alcalina, representadas por las rocas de la Unidad Changaimina corresponden al inicio de la actividad del arco volcánico continental durante el Paleoceno, el mismo que continua con depósitos de los productos volcánicos de composición intermedia y agrupa a la Unidad Capilla y a la Formación Los Encuentros y posteriormente en el Oligoceno se depositan los productos volcánicos de la Formación Loma Blanca.

Durante el Oligo-Mioceno se deposita la secuencia volcánica y volcanosedimentaria de la Unidad Guayabal en la parte norte de la zona de estudio y hacia el sur para el Mioceno se forman las cuencas intramontañosas, para las que se describen una primera fase denominada Costanera del Pacífico desde los 15 a 9.5 Ma, donde ocurre la depositación de los sedimentos de las cuencas en el sur del Ecuador, representada por las formaciones Gonzanamá, Catamayo, Santo Domingo y Trigal. La segunda fase denominada Intramontañosa que ocurre a partir de los 9.5 Ma, produce una inversión tectónica y el subsecuente levantamiento andino, limitando a pequeñas cuencas (Cuenca, Girón-Santa Isabel, Loja, Malacatos Vilcabamba), las cuales son remanentes de las cuencas mayores más antiguas. (Steinmann y otros, 1999).

Al tiempo que se produce la depositación de las Formaciones dentro de las cuencas sedimentarias, empieza un volcanismo de intermedio a ácido con la depositación de tobas pertenecientes a la Unidad Illaca ubicada al lado oeste de la zona de estudio y de la Unidad El Huayco hacia el este. Por su composición y posición estratigráfica, se tomó en consideración a estas dos unidades estén al tope de toda la secuencia.

Durante el Plioceno, el depósito de los flujos laharíticos y piroclásticos pertenecientes a las Unidades Infiernillo y Culanga, cubren y rellenan gran parte las cuencas sedimentarias intramontañosas que existen en la zona.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Se han reportado en trabajos anteriores acumulaciones de yeso en la zona de estudio. El trabajo realizado por INTECSA-IBERGESA-CIC (1985) menciona que en las proximidades de Santa Rita se presentan acumulaciones relativas de interés, con potencias de 15 a 20m, que contienen numerosos nódulos y vetillas de yeso de origen secundario; el contenido estimado es de 10-15%, con medidas puntuales. Los autores señalan que esta acumulación de yeso puede tener algún interés para la pequeña minería, dedicada al abastecimiento del mercado local.

El reprocesamiento geoestadístico de los datos geoquímicos en sedimentos fluviales obtenidos del trabajo de prospección geoquímica regional desarrollado por las Naciones Unidas (UNDP, 1972), muestran anomalías de cobre en el sector de San Miguel y en el río Catamayo cerca al poblado el Tingo. Las subanomalías de este elemento se encuentran en las Quebradas El Tingo, Lindicoca y al noreste de la localidad de Uruchambo, en una quebrada sin nombre. Así mismo, las anomalías de Zinc se presentan al sureste de la zona de estudio en las quebradas Chalaco y Grande y al norte del río Catamayo. Las subanomalías se encuentran al centro-norte del mapa geológico en la quebrada El Tingo, al noroeste cerca de la Quebrada Gualiaco, y Quebrada Grande, por la localidad Peña Negra y en el extremo suroeste por la localidad de Potrerillos.

En cuanto a materiales de construcción son abundantes principalmente en el margen derecho del río Catamayo, en el sector del poblado Algarrobera.

REFERENCIAS

CORROCHANO, D. (2014) Geología Sedimentaria y Sedimentología dentro del Proyecto del Mapeo Geológico a Nivel Nacional a escala 1:50000. Quito: informe inédito INIGEMM – PROMETEO, pp. 23-26.

EGÜEZ, A., ALVARADO, A., YEPES, H., MACHETTE, M., COSTA, C., DART, R. & BRADLEY, L. A. (2003) Database and Map of Quaternary Faults and Folds of Ecuador and its offshore regions. USGS - International Lithosphere Program. pp. 61-64.

HUNGERBÜHLER, D. (1997) Neogene basins in the Andes of southern Ecuador: evolution, deformation and regional tectonic implications. Switzerland, Zürich: Tesis Doctoral. ETH Zürich, pp. 64-173.

HUNGERBÜHLER, D., STEINMANN, M., WINKLER, W., SEWARD, D., EGÜEZ, A., PETERSON, D., HELG U. & HAMMER, C. (2002) Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador. Earth - Science Reviews, 75-124.

INIGEMM (2013a) Memoria Técnica Hoja Geológica de Zaruma 1:100000. Modelo piloto para la determinación del potencial geológico – mineralógico de las zonas Zaruma y Cariamanga escala 1:100000. Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico. Quito, pp. 8-41.

INIGEMM (2013b) Memoria Técnica Hoja Geológica de Cariamanga 1:100000. Modelo piloto para la determinación del potencial geológico – mineralógico de las zonas Zaruma y Cariamanga escala 1:100000. Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico. Quito, pp. 9-65.

INIGEMM (2014a) Memoria Técnica Mapa Geológico de Gonzanamá 1:50000. Informe no publicado, Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico. Quito.

INIGEMM (2014b) Memoria Técnica Mapa Geológico de Catamayo 1:50000. Informe no publicado, Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico. Quito.

INTECSA-IBERGESA-CIC (1985) Estudio de investigación de yesos a nivel de prospección y exploración. Informe Fase I. Cuenca Catamayo. Quito: Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos, Dirección General de Minas, pp. 30-36.

JAILLARD, E., ORDÓÑEZ, M., BERRONES, G., BENGTSON, P., BONHOMME. M., JIMÉNEZ. N. & ZAMBRANO I. (1996) Sedimentary and tectonic evolution of the arc zone of South western Ecuador during Late Cretaceous and Early Tertiary times. Journal of South American Earth Sciences, 134-139.

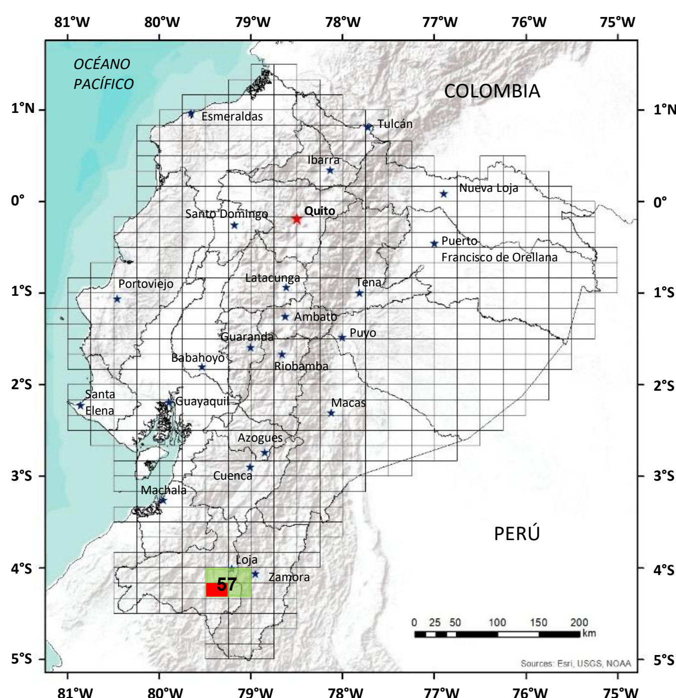
KENNERLEY, J. (1973) Geology of Loja Province, southern Ecuador, Report No 23. London: Institute of Geological Sciences (Overseas Division). Photogeological Unit, pp. 9-49.

LITHERLAND, M., ASPDEN, J. & JEMIELITA, R. (1994) The metamorphic belts of Ecuador. Nottingham, England: British Geological Survey, pp. 14-80.

REYES, P., MICHAUD, F., CARBONEL, P. & FORNARI, M. (2008) New field studies in the Gonzanamá, Catamayo and Malacatos-Vilcabamba basins, Ecuador: Preliminary results. 7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice).

STEINMANN, M., HUNGERBÜHLER, D., SEW ARD, D., & WINKLER, W. (1999) Neogene tectonic evolution and exhumation of the southern Ecuadorian Andes: a combined stratigraphy and fission-track approach. Tectonophysics, 255-276.

UNDP (1972) Survey of metallic and non-metallic minerals (Phase II), Exploration for metallic minerals in southern Ecuador (Operation Nº 8, Loja - El Oro). Follow -up evaluation of geochemical anomalies, Technical report Nº 14.



HOJA GEOLÓGICA- B3 (57SW)
GONZANAMÁ (2014)

INTRODUCCIÓN

La hoja geológica Gonzanamá cubre una superficie aproximada de 513.72 km^2 y se ubica en la región Sierra al sur del Ecuador. Pertenece a la provincia de Loja, cantón Gonzanamá y a una pequeña parte de los cantones Catamayo y Quilanga. La principal red vial es la vía Loja – Catamayo – Gonzanamá.

Morfológicamente el área de estudio presenta relieves fuertes, macizos montañosos, pendientes em pinadas y zonas planas rellenas con depósitos sedimentarios. La principal red hidrográfica es del río Solanda que drena al noreste y en su trayecto se incorporan algunos tributarios como el río Malacatos.

GEOLOGÍA

El basamento en la zona de estudio exhibe rocas metamórficas de edad paleozoica formadas en un ambiente de cuenca intercratónica de la Unidad Chigüinda, granitos tipo "S" del Triásico de la Unidad Tres Lagunas y esquistos verdes del Jurásico de la Unidad Alao – Paute (Litherland y otros, 1994). El cambio más significativo en la cartografía del área, ha sido la discriminación de la Formación Sacapalca del Paleoceno, que anteriormente se mostraba cubriendo gran parte del suroccidente en la provincia de Loja (Kennerley y Almeida, 1975). El arco volcánico continental calco alcalino del Paleoceno estaría representado por las unidades La Cruz y Río Guayucu. Del Eoceno se discriminan los sedimentos pertenecientes a la Unidad Solanda, depositados en un ambiente fluviátil.

Los productos volcánicos del Oligoceno de la Unidad Loma Blanca tienen una composición intermedia a ácida, madurando este volcanismo a productos ácidos de la Unidad Quinara hasta inicios del Mioceno. En el Mioceno se produjo la depositación de los sedimentos de las Formaciones Gonzanamá, San José, Santo Domingo y San Francisco que según Steinmann y otros (1999) habría ocurrido sobre una extensa área litoral. Según esos mismos autores, a los 9.5 Ma ocurrió una inversión tectónica compresional que exhumó la región y provocó la depositación de los sedimentos de la Formación Cerro Mandango. Estos conjuntos litológicos sedimentarios están afectados por intrusiones de composición intermedia a ácida que son la expresión de la actividad del arco volcánico contemporáneo y que en parte contribuyen a la deformación de las cuencas.

LITOESTRATIGRAFÍA

Las Formaciones y unidades presentes en el área de estudio se describen a continuación:

Unidad Chigüinda (Pz_{LC}): (Litherland y otros, 1994) Los principales afloramientos se encuentran a lo largo del río Solanda (UTM: 685591E; 9535026N) y en la vía Purunuma – Cabuyos (UTM: 682 785E; 9 525 204N). Litológicamente constituye una secuencia de rocas metamórficas de bajo grado que incluyen filitas, cuarcitas, esquistos pelíticos y esquistos grafitosos de protolitos psamíticos. Se infiere un contacto intrusivo con la Unidad Tres Lagunas al este, en el sector de Santa Cruz subyace discordante a la Unidad Loma Blanca y en el río Solanda subyace discordantemente a la Unidad Solanda. Según Litherland y otros (1994), un análisis palinológico mostró un pequeño contenido de mioesporas que sugieren una edad post - Silúrico y asignan para la Unidad Chigüinda una edad del Devónico a Pérmico y la interpretan como una secuencia derivada de una fuente continental, probablemente de una cuenca intercratónica o de margen pasivo.

Unidad Tres Lagunas (Tr_L): (Aspden y otros, 1992) Los principales afloramientos se encuentran cercanos al poblado de Tumianum a (UTM: 692640E; 9527650N) y aguas arriba de la quebrada La Picota. Afloran cuerpos masivos de rocas graníticas de grano medio a grueso, textura fanerítica con cristales milimétricos de plagioclasa, moscovita, biotita y fenocristales de cuarzo azul; junto a gneises de textura granoblástica con cristales de cuarzo, biotita y moscovita. Se infiere un contacto intrusivo al oeste con la Unidad Chigüinda, al este subyace discordantemente a la Unidad Quinara y a la Formación Cerro Mandango. Litherland y otros (1994) señalan una edad de 227.6 ± 3.2 Ma e interpretan estos granitoides como granitos tipo "S" cuya relación isotópica $^{86}Sr/^{87}Sr$ relativamente alta, indica una componente cortical en su origen.

Unidad Alao-Paute (J_{Aa}): (Litherland y otros, 1994) Los afloramientos son locales en las vías Quilanga – Las Aradas (UTM: 676516E; 9521590N) y Purunuma – Malacatos. Litológicamente consiste de esquistos verdes, meta andesitas de color gris verdoso y se observan intercalaciones de metapelitas de color gris, con esquistosidad pronunciada.

Estas rocas se encuentran en contacto tectónico con la Unidad Río Guayucu al oeste y con la Unidad Chigüinda al este y subyace discordantemente a la Unidad Solanda. Las edades K - Ar en filitas cubren un amplio rango desde 142 ± 36 Ma (Rundle, 1988) hasta 61 Ma (Herbert y Pichler, 1983). Geoquímicamente, su origen es de arco volcánico (Litherland y otros, 1994).

Unidad La Cruz (Pc_{LC}): aflora en el sector de Los Encuentros (UTM: 666290E; 9537500N) y extendiéndose hacia el norte hasta el sector de Cana. Litológicamente exhibe una secuencia volcano clástica constituida principalmente por aglomerados, brechas piroclásticas e ignimbritas de composición andesítica; localmente afloran capas centimétricas de microconglomerados con clastos metamórficos. Se encuentra al oeste en contacto fallado con los sedimentos de la Formación Gonzanamá, mientras que al suroeste subyace discordante a los volcanosedimentos de la Unidad Río Guayucu. Por correlación estratigráfica se infiere una edad paleocénica y en base a sus características geoquímicas se interpreta como parte de un arco volcánico continental.

Unidad Río Guayacu (Pc_{RG}): Definida en el presente trabajo a partir de observaciones realizadas en los afloramientos en las vías Gonzanamá – Cariamanga (UTM: 668834E; 9525636N), Quilanga - Las Aradas, en el sector de Palotine y en los márgenes del río Guayucu. Litológicamente consiste de una secuencia volcano sedimentaria, estratificada, constituida por depósitos de caída, lahares y localmente areniscas volcánicas. En el sector de Puerto Bolívar subyace discordante a la Unidad El Carmen de Laurel y está intruida por varios pórfidos andesíticos; en la vía Gonzanamá - Cariamanga se observa un contacto discordante con la Unidad La Cruz. Para esta unidad se infiere una edad paleocénica y una depositación en un ambiente fluvio-lacustre contemporáneo a un sistema volcánico activo.

Unidad Solanda (E_{So}): (Hungerbühler, 1997) Los principales afloramientos se encuentran en el río Solanda (UTM: 684 685E; 9 53 425N), quebrada Jorupe y cercanos al cerro Muyo Muyo (UTM: 681184E; 9530262N). Litológicamente está formada por conglomerados bien estratificados, con matriz limosa, con guijarros y cantos de cuarcitas, esquistos, metapelitas y cuarzo de formas subredondeados a subangulares. Los conglomerados se intercalan con capas de tobas ácidas púrpuras de grano muy fino y areniscas de grano grueso de color verdoso. Sobreyace discordantemente a las rocas metamórficas de las unidades Alao - Paute y Chigüinda y subyace concordantemente a la Formación Loma Blanca. Hungerbühler (1997) le asigna una edad de 36.5 ± 4.4 Ma, obtenida mediante trazas de fisión y la cataloga como parte de un sistema fluvial de carga m ixta sobre un basamento constituido por rocas metamórficas.

Formación Loma Blanca (O_{LB}): (Kennerley, 1973) Los principales afloramientos se encuentran a lo largo de la vía Malacatos – Purunuma, en el cerro Minas, cerro Pan de Azúcar y Loma Blanca. Afloran brechas volcánicas polilíticas, niveles de tobas andesíticas púrpuras y areniscas volcánicas de color púrpura de grano fino, a las cuales se intercalan localmente flujos de lavas andesíticas. Sobreyace discordantemente a la Unidad Chigüinda en el sector del río Malacatos y en el río Solanda sobreyace concordantemente a la Unidad Solanda. Edades de 35.9 ± 0.9 Ma K/Ar (Dunkley y Gaibor, 1997), 22.76 ± 0.97 Ma K/Ar (Pratt y otros, 1997) se reportan para esta formación. Al noroeste de Catacocha en el sector de Barrial Blanco se han obtenido edades de 40.6 ± 5.4 - 22.5 ± 0.9 Ma mediante el método de trazas de fisión (Hungerbühler y otros, 2002). Esta formación se interpreta como parte de un arco volcánico continental del Eoceno-Oligoceno (Hungerbühler, 1997).

Unidad Quinara (M Q u): (Hungerbühler y otros, 2002) Los principales afloramientos se encuentran alrededor del poblado de Quinara (UTM: 689 715E; 9526586N) y en la vía Quinara – Tumianum a. Litológicamente exhibe una secuencia de flujos piroclásticos ácidos que varían entre tobas e ignimbritas con líticos metamórficos y niveles de flujos lahariticos con guijarros metamórficos. Subyace discordantemente a los conglomerados de la Formación Cerro Mandango al este y al oeste sobreyace discordantemente a la Unidad Tres Lagunas. Hungerbühler (1997) indica una edad del Mioceno temprano – medio, con rangos de edad entre 15.1 ± 1.6 a 14.2 ± 3.4 Ma. Basados en esta edad se interpreta a esta unidad como un remanente volcánico que subyace a las series sedimentarias de la cuenca sedimentaria de Malacatos – Vilcabamba.

Formación Gonzanamá (M_{Gz}): (Kennerley, 1973) Los principales afloramientos se encuentran en la vía Nambacola - Gonzanamá – Quilanga y se observan remanentes aislados en el sector de Sasaco. Litológicamente se compone de tres miembros. El Miembro Inferior está formado por una serie volcano sedimentaria caracterizada por secuencias grano decrecientes de brechas de color café grisáceo, fuertemente meteorizadas, con matriz arenosa clasto-soportada, clastos subredondeados a subangulares de hasta 2 cm de composición andesítica. Se intercalan capas de areniscas de grano grueso de color café amarillento. El Miembro Intermedio constituye la parte calcárea de la formación, que exhibe estratos métricos de color gris oscuro a negro de calizas micríticas, margas y limolitas calcáreas, con sulfuros diseminados; presenta ostrácodos dispersos, rasgos de hidromorfismo, bioturbación animal y vegetal. Al tope se observa un cambio gradual a capas de sedimentos siliciclásticos constituidas por tobas de color blanco, areniscas de grano fino de color gris amarillento en matriz limosa y con capas finas de grauvacas de color verde de grano fino. El Miembro Superior está constituido a la base por brechas volcanosedimentarias de color marrón, poco soldadas, matriz-soportadas, con líticos de hasta 5 cm de tobas, andesitas y riolitas; secuencialmente se intercalan capas de areniscas volcánicas de grano grueso con líticos angulares. Hungerbühler (1997) determina la edad de la formación mediante trazas de fisión entre 14.4 ± 1.8 a 16.4 ± 3.8 Ma y su ambiente depositacional estaría relacionado a sistemas lacustres-palustres con sedimentación carbonatada (Corrochano, 2014).

Formación San José (M_{SJ}): (Hungerbühler y otros, 2002) Los principales afloramientos se observan en el sector de San José (UTM: 688071E; 9537003N) y El Carmen. Litológicamente está caracterizada por areniscas calcáreas, pequeñas capas de calizas y conglomerados. Se encuentra en contacto fallado con la Formación Loma Blanca y subyace concordante a la Formación Santo Domingo. Hungerbühler y otros (2002) establece un rango de edad entre 13.5 ± 1.2 y 13.1 ± 1.9 Ma mediante trazas de fisión e interpreta a esta secuencia como depósitos formados en un ambiente de llanura lutítica próxima a la costa, donde se produjeron periódicas invasiones marinas.

Formación Santo Domingo (M_{SD}): (Hungerbühler y otros, 2002) Los afloramientos tipo se observan a lo largo de la vía Malacatos - El Tambo, en el sector de Santo Domingo y La Merced. Litológicamente está formada por dos asociaciones de facies diferentes, cuyo tránsito es gradual y se interpreta como un cambio lateral de facies (Hungerbühler, 1997). La asociación de facies inferior y superior está compuesta en su mayor parte por niveles lutíticos y evaporíticos (Miembro Yesos) y la asociación de facies intermedia está caracterizada por la presencia de lutitas, areniscas, capas de turba y carbón (Miembro Carbón). Sobreyace concordantemente a la Formación San José y se infiere un paso transicional a la Formación San Francisco. Dataciones en trazas de fisión dan resultados entre 14.6 ± 1.8 a 12.0 ± 1.2 Ma y se propone como ambiente de depósito una llanura lutítica con influencia mareal (tidal flat) surcada esporádicamente por canales distributarios (Hungerbühler y otros, 2002). La alternancia de capas de carbón y facies evaporíticas, sugiere que hubo cambios climáticos muy marcados en la zona de depositación.

Formación San Francisco (M_{SF}): (Corrochano, 2014) Los principales afloramientos se observan en el sector de la quebrada Santo Domingo cerca del poblado San Francisco Bajo, así como en el sector "La Granja Block" en las coordenadas (UTM: 696172E; 9535502N). Está constituida por capas de limos y areniscas de grano fino a medio, generalmente bien clasificadas, que presentan una tonalidad gris-azulada; aparecen intercalaciones canaliformes de areniscas de color marrón con estratificación cruzada en surco y conglomerados con clastos metamórficos. Se encuentra discordante sobre la Unidad Quinara al sur del poblado de Malacatos, al oeste se infiere un contacto transicional a la Formación Santo Domingo y al sur subyace en discordancia angular a los depósitos conglomeráticos de la Formación Cerro Mandango. Dataciones con trazas de fisión indican un rango de edades de 14.6 ± 1.8 a 12.0 ± 1.2 Ma (Hungerbühler y otros, 2002). Esta unidad se interpreta como depositada en un ambiente estuarino dominado por la acción fluvial, con cierta influencia mareal y de oleaje.

Formación Cerro Mandango ($M\text{-}Pl_{Ma}$): (Kennerley, 1973) Los principales afloramientos se observan a lo largo de la vía Vilcabamba – Quinara. Litológicamente consiste de una secuencia masiva de conglomerados clasto soportados, con cantos, guijarros y localmente bloques metamórficos; se intercalan estratos métricos de tobas de lapilli de color café grisáceo, con guijarros de pómez y rocas metamórficas. Se encuentra en discordancia angular sobre los sedimentos miocénicos de la Formación San Francisco y discordante al sur con la Unidad Quinara. Dataciones con trazas de fisión indican una edad desde 11.4 ± 1.6 a 7.7 ± 0.8 Ma (Hungerbühler, 1997).

Unidad El Carmen De Laurel (Pl_{CL}): Definida en este trabajo por afloramientos expuestos a lo largo de la vía Lanzaca - Puerto Bolívar (UTM: 666 667E; 9529738N) y en el sector El Carmen de Laurel (UTM: 672 384E; 9524608N). Está constituida por lahares de color anaranjado, matriz soportados con guijarros y cantos subangulares a subredondeados de andesitas, andesitas basálticas y riodacitas, en matriz arenosa de grano fino a medio. Se infiere que estos depósitos pueden provenir de una fuente de colapso de domo de edad pliocénica.

Unidad El Fundo (Pl_{EF}): Se la define como una unidad que constituye remanentes del relleno de una microcuenca. Se encuentra distribuida al norte de la ciudad de Cariamanga, extendiéndose en una amplia llanura inclinada que es parte de la microcuenca de los drenajes afluentes de la quebrada Bella María que drena en dirección S-N y hacia el sur toma el nombre de Pishinamaca. Estos materiales se mezclan con una secuencia de conglomerados y tobas retrabajadas, además se encuentran depósitos fluvio-lacustres bien estratificados, depósitos de avalanchas y flujos de lodo. En las litologías se observa conglomerados mal clasificados, areniscas limolitas y lutitas poco consolidados, con estratificación subhorizontal a horizontal en capas decimétricas de tonalidades crema, púrpura y gris, los flujos de lodo están conformados en u n 70% por matriz limo arenosa y 30% de clastos de composición andesítica subangulares de diferente tamaño, que van desde centimétricos a decimétricos. Esta unidad se encuentra sobreyaciendo discordantemente a las rocas volcánicas de las unidades Changaimina y La Cruz. Por correlaciones estratigráficas, esta unidad es considerada de edad pliocénica.

Unidad Quilanga (Pl_Q): Definida en este trabajo a partir de afloramientos encontrados en la vía Gonzanamá - Quilanga – Purunuma (UTM: 674237E; 9524333N). Litológicamente consiste de lavas basálticas y andesito-basálticas de color negro, estructura columnar, textura microporfirítica, con cristales de plagioclasa. Se observan patinas de malaquita en los planos de diaclasamiento. Presentan características de un ambiente calcoalcalino de arco continental.

Depósitos cuaternarios (Q): En la zona de estudio no son extensos y agrupan principalmente a depósitos coluviales y aluviales. Los depósitos aluviales se encuentran en los márgenes de los ríos Solanda, Malacatos y en el sector de Quinara, donde están constituidos principalmente por cantos y bloques subredondeados a redondeados de rocas metamórficas y volcánicas. Los depósitos coluviales se observan localmente, siendo el de mayor magnitud aquel que a manera de avalancha de escombros aparece en el sector de Palotine.

ROCAS INTRUSIVAS

En la zona de estudio afloran diferentes cuerpos intrusivos e hipoabisales de composición intermedia a ácida, que se distribuyen principalmente en el sector central de la zona de estudio.

Dioritas: Se encuentran en la vía Sasaco – Matala (UTM: 678757E; 9538636N). Son rocas masivas, fuertemente diaclasadas, de color gris oscuro, textura alotriomórfica con cristales subhedrales de plagioclasa y anfíbol; presenta vetillas milimétricas de calcita y alteración propilítica.

Pórfidos: Los principales afloramientos se encuentran al suroeste del área de estudio. Comprenden pórfidos de composición andesítica hasta riolítica. Los pórfidos andesíticos afloran principalmente en el extremo suroeste del área de estudio en la vía Lanzaca – Puerto Bolívar. Aparecen como rocas masivas de color gris marrón, con textura porfirítica, con cristales subhedrales de hornblenda y plagioclasa. En el sector de Purunuma afloran rocas de color gris blanquecino, textura porfirítica con cristales subhedrales de plagioclasa y cuarzo.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La zona de estudio está atravesada por dos sistemas de fallas regionales y fallas locales, con una tendencia dominante de dirección noreste - suroeste y noroeste - sureste. Varias de estas estructuras constituyen contactos tectónicos entre unidades geológicas del basamento y las cuencas miocénicas.

El principal rasgo morfológico ubicado al sur de la zona de estudio, constituyen las fallas que estarían relacionadas al sistema de fallas Girón – Las Aradas. Consiste de un tren de fallas en dirección noreste – suroeste, con buzamiento al este y marca el límite tectónico entre la Unidad Chigüinda con la Unidad Alao - Paute.

Los sistemas de fallas con rumbo noroeste – sureste controlaron el desarrollo de las cuencas Malacatos – Vilcabamba al este y Gonzanamá al oeste de la zona de estudio. Evidencias de este sistema de fallas se observan en el sector de El Carmen (UTM: 696465E-9535805N) en donde se presentan estructuras S-C con una componente inversa en dirección este - oeste.

GEOLOGÍA HISTÓRICA

La Unidad Chigüinda de edad paleozoica es una secuencia pelítica derivada de una fuente continental, probablemente depositada en una cuenca intercratónica o de margen pasiva, que habría funcionado en el Devónico – Carbonífero posiblemente extendido en el Pérmico (Litherland y otros, 1994). Según estos mismos autores, durante el Triásico se genera una zona de rift, en la cual se produce el emplazamiento de granitos tipo "S" de la Unidad Tres Lagunas, en el evento conocido como Moromoro – Tres Lagunas.

El período Jurásico se caracteriza por el desarrollo de los arcos de islas Alao y continental Salado. El terreno Alao es interpretado como un relicto de un arco de islas, el cual está formado por una compleja asociación de rocas desarrolladas en un ambiente oceánico e incluye un melange ofiolítico conocido como Unidad Peltetec, una cuenca de ante arco llamada unidad turbidítica Maguazo, un arco de islas formado por rocas verdes basálticas y andesíticas de la unidad Alao–Paute y una cuenca de tras-arco conocida como unidad metasedimentaria El Pan (Litherland y otros, 1994).

La rotación horaria del bloque Amotape-Tahuín durante el Cretácico Superior (Mourier y otros, 1988) estaría relacionada con la colisión del Plateau Pallatanga que incluye el arco de islas del suroccidente ecuatoriano representado por las rocas de la Unidad Punta de Piedra, cuya zona de sutura estaría representada por la Falla de las Aradas (INIGEMM, 2013).

El arco volcánico continental calco alcalino se desarrolló desde el Paleoceno y está caracterizado por los productos volcánicos de la Unidad La Cruz y los depósitos de caída de la Unidad Río Guayucu. Posteriormente durante el Eoceno ocurre la depositación en un ambiente fluviátil de los sedimentos pertenecientes a la Unidad Solanda sobre un relieve de rocas metamórficas.

El volcanismo oligocénico generó productos de composición intermedia a ácida, agrupados dentro de la Unidad Loma Blanca la cual proviene de una fuente de arco continental calcoalcalino, madurando este volcanismo con productos ácidos hasta inicios del Mioceno de la Unidad Quinara.

El desarrollo de las cuencas sedimentarias fue en el Mioceno, que según Steinmann y otros (1999) ocurrió en dos fases de sedimentación. En la fase Costera del Pacifico inició la sedimentación sobre una extensa área cerca del nivel del mar y posteriormente se generó una inversión tectónica y compresional este-oeste exhumando la región y restringiendo las cuencas mayores más antiguas. Las cuencas se clausuran con depósitos de abanicos aluviales de gran energía de la Formación Cerro Mandango, la misma que se intercala con depósitos volcano-sedimentarios de carácter ácido generados por el volcanismo contemporáneo en la zona.

El desarrollo del arco volcánico continental está relacionado con la intrusión de varios pulsos magmáticos de composiciones intermedias a ácidas, que en parte contribuyen a la deformación de las secuencias sedimentarias. Durante el Plioceno se produce la depositación de flujos laharíticos evidenciados por la Unidad El Carmen de Laurel que rellenan la mayor parte de las cuencas intramontañosas, así como un volcanismo de tipo fisural caracterizado por basaltos columnares pertenecientes a la Unidad Quilanga.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

En el sector de Los Encuentros mediante XRD se identificaron minerales pertenecientes al grupo de caolinita, dickita y montmorillonita, los cuales nos indican alteración argílica. En el sector de Sasaco, el análisis mediante ensayo al fuego de una muestra recolectada dio un resultado de 0.08 ppm de Au, asociado a la intrusión diorítica en rocas de la Unidad Loma Blanca, lo cual confirma las anomalías reportadas por el proyecto de exploración geoquímica de Naciones Unidas (UNDP, 1972).

Los minerales no metálicos ocurren en la zona de Malacatos, consisten de 2 niveles de yeso, el inferior consta de 3 capas distribuidas en un tramo de 50 m de espesor, mientras que el nivel superior se localiza a 260 m por encima del anterior; los porcentajes de enriquecimiento en yeso oscilan entre un 9% y 70%, estimándose una ley media de 28% (INTECSA, 1985). Depósitos de materiales pétreos se explotan a lo largo del río Solanda para uso en la industria de la construcción.

REFERENCIAS

ASPDEN, J., FORTEY, N., LITHERLAND, M., VITERI, F. & HARRISON, S. M. (1992) Regional S-type granites in the Ecuadorian Andes: Possible remnants of the breakup of western Gondwana. Journal of South American Earth Sciences, 123-132, Vol. 6.

CORROCHANO, D. (2014) Geología Sedimentaria y Sedimentología dentro del Proyecto del Mapeo Geológico a Nivel Nacional a escala 1:50000. Quito: Informe inédito. INIGEMM.

DUNKLEY, P . & GAIBOR, A. (1997) Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 2º00’ and 3º00’ S. Quito: CODIGEM - BGS.

HERBERT, H. & PICHLER, H. (1983) K-Ar ages of rocks from the Eastern Cordillera of Ecuador. Zeitschrift der deutsch en Geologisch en Gesellschaft. V ol.134.

HUNGERBÜHLER, DOMINIK. (1997) Neogene basins in the Andes of southern Ecuador: evolution, deformation and regional tectonic implications. Zürich: Tesis Doctoral. ETH Zürich.

HUNGERBÜHLER, D., STEINMANN, M., WINKLER, W., SEWARD, D., EGÜEZ, A., PETERSON, D., HELG, U. & HAMMER, C. (2002). Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador. Earth - Science Reviews, 75-124.

INIGEMM (2013b) Memoria Técnica Hoja Geológica de Cariamanga 1:100000. Proyecto “Modelo piloto para la determinación del potencial geológico – mineralógico de las zonas Zaruma y Cariamanga escala 1:100000”. Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico. Quito, pp. 9-65.

INTECSA (1985). Estudio de investigación de yesos a nivel de prospección y exploración. Informe Fase I. Cuenca de Malacatos. Quito: Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos, Dirección General de Minas.

KENNERLEY, J. (1973) Geology of Loja Province, southern Ecuador, Report No 23. London: Institute of Geological Sciences (Overseas Division). Photogeological Unit.

KENNERLEY, J. & ALMEIDA L. (1975) Mapa Geológico del Ecuador escala 1:100000, Gonzanamá, Hoja 57. Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos. Dirección General de Geología y Minas. Repositorio INIGEMM.

LITHERLAND, M., ASPDEN, J. & JEMIELITA, R. (1994) The metamorphic belts of Ecuador. Nottingham, Inglaterra: British Geological Survey.

MOURIER, T., LAJ, C., MÉGARD, F., ROPERCH, P., MITOUARD, P. & FARFAN MEDRANO, A. (1988) An accreted continental terrane in north western Peru. Earth and Planetary Science Letters, 182- 192.

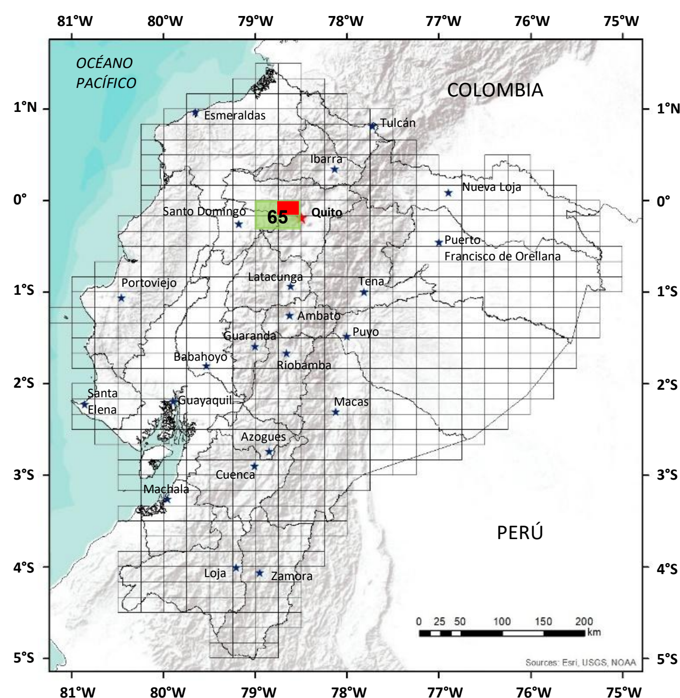
PILATASIG, L., GORDON, D., PALACIOS, O., & SÁNCHEZ, J. (2007) Mapa Geológico de la Región Sur de Ecuador y Norte del Perú, Escala 1:500000. Dirección Nacional de Geología, Ministerio de Minas y Petróleos, Ecuador-Instituto Geológico Minero Metalúrgico, Ministerio de Energía y Minas, Perú. Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas. Ecuador-Canadá-Perú.

PRATT, W., FIGUEROA, J. & FLORES, B. (1997) Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 3º00’ and 4º00’ S. Quito: CODIGEM - BGS.

RUNDLE, C. (1988) Potassium - argon ages for minerals from the Cordillera Real, Ecuador. Natural Environment Research Council Isotope Geology Centre Report, No. NIGC.

STEINMANN, M., HUNGERBÜHLER, D., SEW ARD, D. & WINKLER, W. (1999) Neogene tectonic evolution and exhumation of the southern Ecuadorian Andes: a combined stratigraphy and fission-track approach. Tectonophysics, 255-276.

UNDP (1972) Survey of metallic and non-metallic minerals (Phase II), Exploration for metallic minerals in southern Ecuador (Operation Nº 8, Loja - El Oro). Follow-up evaluation of geochemical anomalies, Technical report Nº 14.



HOJA GEOLÓGICA-A2 (65NE)
NONO (1978)

INTRODUCCIÓN

La Hoja de Nono queda al NW de la ciudad de Quito (Capital de la República) y abarca la mayor parte del volcán Pichincha (Cerro Rucu-Pichincha: 4670m).

GEOLOGÍA

Las rocas en esta Hoja tienen edades cretácicas y cuaternarias. Las rocas cretácicas son principalmente sedimentos volcánicos, pero también se encuentran lavas. Las rocas cuaternarias son lavas y piroclásticos. Cangagua (ceniza) cubre la parte oriental de la Hoja sobre la topografía pre-existente.

Formación Macuchi (K_M) (Cretáceo): Anteriormente estas rocas fueron descritas como "Formación Diabásica-Porfirítica" (Sauer, 1965). El término "Formación Macuchi" es utilizado" en la Hoja de Machachi (66) por primera vez y usado por Bristow y Hoffstetter (1977). Estas rocas se encuentran en el sector al Norte y al Este del pueblo de Nono. En general los afloramientos son de mala calidad, debido a la meteorización y a la cobertura de ceniza joven, pero en la carretera Nono-Pucará (718-970) se pueden ver areniscas volcánicas silíceas de color verde en capas decimétricas. En las quebradas al Este de Nono, por ejemplo Q. Cununyacu (722-922) y Q. Guaysayacu (737-954), existen muchos cantos rodados y bloques de sedimentos volcánicos de la Formación Macuchi. Estas rocas son muy similares a las que se encuentran en la Formación Macuchi en otros sectores de la Cordillera Occidental.

En la Hoja de Machachi (66) la Formación tiene una edad cretácica, se sugiere que en esta Hoja la Formación tiene la misma edad. Definitivamente rocas más antiguas de la Formación Macuchi no afloran en Esta Hoja; la potencia de los estratos no es conocida. Casi en todas partes de la Cordillera Occidental donde se encuentran rocas de la Formación Macuchi los estratos buzan fuertemente. En el Noreste de la Hoja los estratos afloran sobre una distancia de 5km perpendiculares al rumbo; la Formación probablemente tiene una potencia de más de 2000m.

Formación Silante (K_S) (Cretáceo Superior): Lavas conglomerados, areniscas y limolitas volcánicas de color verde y rojo están bien expuestas en el carretero Nono-Tandayapa-Mindo desde la Q. Ugcho Guaramus (642-945) hasta el límite occidental de la Hoja. Previamente llamadas Formación Cayo Rumi (Mapa Geológico, 1969), estas rocas son ahora conocidas como Formación Silante porque son diferentes a las de la Cayo Rumi del perfil tipo, ubicado en el carretero Riobamba-Guaranda (Hoja de Chimborazo (69)). Los conglomerados tienen clastos predominantemente de rocas volcánicas, similares a las de la Formación Macuchi, pero también se han encontrado clastos cuarzosos y de intrusivos. La matriz es clorítica y rica en hierro. Las areniscas volcánicas contienen fragmentos de plagioclasa zonada, cuarzo y rocas volcánicas. Las limolitas volcánicas son comúnmente de color rojo-violáceo. En el carretero Nono-Tandayapa los estratos de la Formación buzan y son más jóvenes al Este. Conglomerados y capas rojas son más comunes entre la Q. Pahuna (617-993) y Tandayapa en la Hoja de Pacto (64); las areniscas verdes son más importante a niveles superiores en la secuencia. Las lavas también se encuentran en la parte superior de la Formación; son mesocráticas y holocristalinas con fenocristales de plagioclasa; en un lugar (641-946) tienen amigdaloides rellenos por cuarzo y epidota. El tope de la Formación es marcado por una limolita roja, hacia arriba las capas de la Formación Yunguilla; el contacto entre las Formaciones Silante y Yunguilla es concordante en esta zona. En esta Hoja Faucher y otros (1971) dieron una edad maestrichtiana para la Formación Yunguilla; Savoyat y otros (1970) reportaron los foraminíferos del Cretáceo Superior en rocas que ahora son atribuidas a la Formación Silante, en la carretera Alóag-Santo Domingo en la Hoja de Machachi (66). Así la Formación Silante pertenece al Cretáceo Superior; se sugiere una edad senoniana a maestrichtiana. Más de 5400m de estratos afloran en la Hoja.

Formación Yunguilla (K_7) (Maestrichtiano y ?Paleoceno): En la Hoja se encuentran rocas volcaniclásticas gruesas, limolitas volcánicas negras, areniscas volcánicas verdes (algunas veces calcáreas) y lava de esta Formación. El espesor de cada estrato va de acuerdo con el tamaño del grano. Las volcaniclastitas gruesas se encuentran en capas masivas hasta de 10m de ancho, las limolitas volcánicas en capas decimétricas. La gradación es común parece que las capas fueron depositadas desde corrientes de turbidez en agua profunda. Basados en microfósiles, Faucher y otros (1971), reportaron una edad maestrichtiana y posiblemente paleocénica para la Formación. Cerca de 2500m de estratos afloran en la Hoja.

Volcánicos Indiferenciados (Pv) (Pleistoceno): En el Noreste de la Hoja se encuentran rocas volcánicas indiferenciadas en pequeños afloramientos bajo una cobertura de ceniza (Cangagua). Debido a su morfología se supone que estos volcánicos abarcan los restos de un volcán pleistocénico erodado (Calacalí), los cerros forman un círculo parcial que probablemente define una caldera (Hall, 1977). En el límite Sur de este volcán parece que hay una pequeña chimenea volcánica (777-922) cubierta por Cangagua.

Volcánicos del Pichincha (QP) (Cuaternario): Localizados en la parte Sur y cubren más de una tercera parte de la Hoja, están constituidos de lavas andesíticas-porfiríticas de color gris claro a obscuro. Los fenocristales son de plagioclasa, piroxeno monoclínico y ortorrómbico; en algunas partes superiores es posible observar lava escoriácea en bloques. El Guagua Pichincha ha tenido volcanismo histórico, las rocas de las últimas erupciones son dacíticas; tienen una gran caldera, todavía con actividad fumarólica (Hall, 1977). Debido a la variación de su edad desde el Pleistoceno hasta el Holoceno, a los volcánicos del Pichincha se les asigna una edad cuaternaria en general.

Formación San Tadeo (QST) (Cuaternario): Se halla localizada al NW de la Hoja; tiene una morfología plana levemente inclinada hacia el Oeste. Se halla constituida en su parte superior por arcillas de color blanquecino (caolín) meteorizadas con óxido de hierro, a medida que se va profundizado hacia la base existe un cambio gradacional de aumento de tamaño de grano de la matriz y de los clastos del material conglomerático; la matriz es deleznable y los clastos llegan hasta 40cm y 60cm de diámetro, son redondeados y de origen ígneo y de sedimentos volcánicos. Se halla discordante sobre la Formación Silante y sobre los volcánicos del Pichincha. Su espesor fluctúa entre los 200 y 300m.

Cangagua (QC) (Cuaternario): El término Cangagua es utilizado de dos maneras: para representar la litología de un tipo especial de ceniza que es deleznable y de color habano claro a obscuro y para representar a la Formación Cangagua que cubre la parte oriental de la Hoja. En esta área se halla intercalada en su parte superior con dos capas de piedras pómez (pumitos) con espesor de 50cm y 25cm respectivamente. Su edad fluctúa desde el Pleistoceno hasta el Holoceno.

Depósitos Glaciales (dg) (Pleistoceno): Se observan seis depósitos glaciales sobre los 3800m de altura que rellenan los valles en U en los flancos orientales del Pichincha.

Depósitos Coluviales (c) (Cuaternario): Se hallan localizados principalmente en las partes bajas de la ladera oriental del volcán Pichincha. En parte están cubiertos por ceniza (Cangagua).

Depósitos Aluviales (Holoceno): Sobresalen los de los ríos Mindo que tienen una distancia aproximada de 12km de largo y el del Río Cinto. Materiales aluviales se encuentran también en los flancos y dentro de la caldera la caldera del volcán erodado de Calacalí.

ESTRUCTURA

Las fallas y pliegues son importante en el área; en la Formación Silante no se han observado pliegues en esta Hoja, la Formación Yunguilla está muy plegada. La diferencia de la estructura en las dos Formaciones se atribuye a la desigualdad en competencia. Los ejes de los pliegues tienen forma de "V" lo que sugiere una deformación quebradiza. El desplazamiento a lo largo de la falla al Oeste de Nono debe tener magnitud de kilómetros. Los ejes de los pliegues y las fallas tienen un rumbo NNE.

HISTORIA GEOLÓGICA

En el Cretáceo el volcanismo se inició en una cuenca marina elongada, que siguió la dirección presenta de la Cordillera Occidental. Piroclásticos submarinos y lavas fueron extruidos (Fm. Macuchi). En el Cretáceo Superior movimientos locales causaron subsidencia rápida en esta zona, mientras que las áreas al Sur y al Norte fueron levantadas. Resultado de lo cual se depositó un espesor grande de sedimentos de origen volcánico en un ambiente deltaico-marino (Fm. Silante). Las capas son frecuentemente rojas, probablemente el área de la fuente estaba bajo condiciones terrestres de fuerte oxidación. En el Maestrichtiano el área se hundió y sedimentos de origen volcánico fueron depositados como flysch por corrientes de turbidez (Fm. Yunguilla). En el Eoceno Superior, el área fue plegada con planos axiales N-S; el levantamiento de los Andes empezó en esta época. El volcanismo reinició su actividad en el Cuaternario (o posiblemente en el Plioceno?) y continuó hasta el presente. En el Pleistoceno una capa de hielo se desarrolló en el Pichincha, los glaciales depositaron material glacial en los valles. Depósitos de ceniza (Cangagua) cubren las partes orientales de la Hoja.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Los materiales de construcción ocupan el primer lugar entre las rocas de interés económico de la zona; las lavas andesíticas que se extraen de las faldas del Pichincha son destinadas para la elaboración de adoquines, lastres y molones. Es recomendable que durante su explotación se evite acumular este material en las quebradas, ya que podrían causar deslavas como los sucedidos en la ladera occidental. La Cangagua es un material utilizado para la fabricación de ladrillos y tejas. En el área de estudio existen numerosas fábricas pequeñas de ladrillos, principalmente en el camino que une Cotocollao con Nono. Las capas de pómez disgregada que se hallan localizadas entre la Cangagua son utilizadas para elaboración de bloques. En la Formación San Tadeo en su parte superior existe caolín faltando determinar su calidad y cantidad.

REFERENCIAS

BRISTOW C. R. & HOFFSTETTER R. (1977) Lexique Stratigraphique International Vol. V, Fasc. 5a2 Ecuador (2ª Edición). Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.

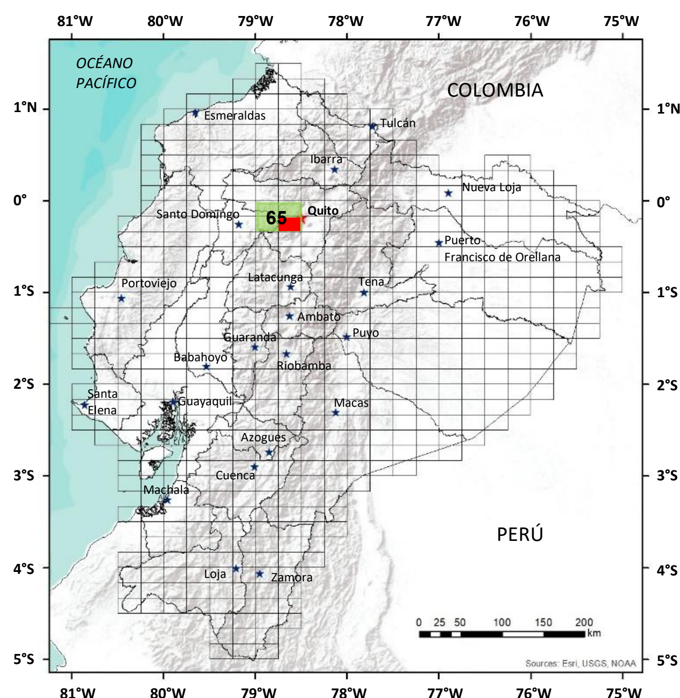
FAUCHER B., VERNET R., BIZON G., BIZON J., GREKOFF N., LYS M. & SIGAL J. (1971) Formaciones Sedimentarias en el Ecuador. Un estudio estratigráfico y paleontológico. Bur. d'études ind. et de coop. de l'Inst. Franc. du Petrole (BEICIP):

HALL M. L. (1977) El volcanismo en el Ecuador. IPGH.

SNGM & BEICIP (1969) Mapa Geológico de la República del Ecuador, Quito.

SAUER W. (1965) Geología del Ecuador, Quito.

SAVOYAT E., VERNET R., SIGAL J., MOSQUERA C., GRANJA J. & GUEVARA G. (1970) Formaciones Sedimentarias de la Sierra. Tectónica Andina en el Ecuador. IFP y SNGM, Quito.



HOJA GEOLÓGICA-A4 (65SE)
QUITO (1978)

INTRODUCCIÓN

La mayor parte de la ciudad de Quito, capital de la República, y el volcán Pichincha están dentro de la Hoja de Quito que se encuentra en la cordillera Occidental. La altitud varía entre 2720m y 4794m (Cerro Guagua Pichincha). El drenaje se dirige al Noroeste hacia el Océano Pacífico, principalmente por los ríos Saloya, Virginia y El Cinto.

GEOLOGÍA

Las rocas en esta Hoja tienen edades cretáceas y cuaternarias. Las rocas cretáceas son lavas y sedimentos volcánicos, y las rocas cuaternarias son lavas y piroclásticos. Depósitos de cangagua (ceniza) cubren la parte oriental de la Hoja sobre la topografía pre-existente.

Formación Macuchi (K_M) (Cretáceo): Anteriormente estas rocas fueron descritas como "Formación Diabásica-Porfirítica" (Sauer, 1965). El término "Formación Macuchi" fue introducido en la Hoja Machachi (66) por primera vez, y usado por Bristow y Hoffstetter (1977). Bien expuestas se ven estas rocas a lo largo de la carretera antigua de Quito a Santo Domingo entre la Quebrada El Otongorito (588-686) y un punto en frente de la Quebrada Alsacia (563-693); en este sector las rocas están muy alteradas y poseen minerales secundarios epidóticos y cloríticos; minerales serpentínicos se encuentran en las fracturas. Los afloramientos son complicados por pequeños cuerpos de rocas intrusivas ácidas.

Las rocas volcánicas de la Formación son de dos tipos: lavas y brechas volcánicas. Las lavas son verdes y de grano fino. Amigdaloides pequeños y esferoidales son comunes; están rellenados por clorita y epidota. Los fenocristales de piroxeno monoclínico son raros. Dos análisis químicos de estas lavas dieron resultados de 48.3% y 51.7% de SiO_2 con K_2O<0.06%, indicativos de basaltos muy pobres en potasio. Las brechas volcánicas están compuestas de fragmentos angulares de lava, muy similares a la lava que aflora cerca. Los tamaños de los fragmentos son muy variables. Parece que las brechas son derivadas de una fuente cercana, porque no hay mucha variación en la litología de los fragmentos. La potencia de esta Formación no es conocida en esta Hoja; casi en todos los lugares donde aflora en la Cordillera Occidental, los estratos buzan fuertemente. Los afloramientos aparecen por más de dos kilómetros, de donde es probable que la potencia de la Formación en esta zona, sea mayor a 1000m. La edad de estas rocas no es exactamente conocida aún, pero la Formación Macuchi en general tiene una edad cretácea. Definitivamente en la Hoja de Quito no se conocen rocas más antiguas que la Formación Macuchi, es posible que la intrusión básica de Saloya (ver esta descripción) represente una parte del basamento. Por razones indicadas en la explicación de la Hoja 65NE (Nono) la Formación Silante probablemente está sobre la Formación Macuchi; en esta Hoja el contacto entre las dos Formaciones (Macuchi y Silante) es fallado.

Formación Silante (K_S) (Cretáceo Superior): Conglomerados, areniscas y limolitas volcánicas de color verde y rojo están bien expuestos en el carretero antiguo Quito-Santo Domingo, al Oeste de El Sigsal (543-697). Previamente atribuidos a la Formación Cayo Rumi (Mapa Geológico, 1969), estos sedimentos son ahora conocidos como Formación Silante porque son diferentes a los de Cayo Rumi del perfil tipo, ubicado en el carretero Riobamba-Guaranda (Hoja de Chimborazo (69)). En los conglomerados de la Formación Silante, los clastos son predominantemente rocas volcánicas, similares a las de la Formación Macuchi, pero también se encuentran clastos cuarzosos y de rocas intrusivas. La matriz es clorítica y rica en hierro, las areniscas volcánicas contienen fragmentos de plagioclasa zonada, cuarzo, anfíbol verde y rocas volcánicas. Las limolitas volcánicas son comúnmente de color rojo-violáceo. Las capas generalmente no presentan estratificación cruzada. Se encontró una arenisca blanca (505-745), parece que la fuente de la cual proviene esta roca no era volcánica. Foraminíferos del Maestrichtiano en esta Formación han sido reportados (Savoyat y otros, 1970, p. 45). En el carretero Nono-Tandayapa, el tope de la Formación Silante pasa gradacionalmente a la Formación Yunguilla (Hoja 65 NE, Nono), la cual ha sido datada como Maestrichtiano (Faucher y otros, 1971). También parece que la Formación Silante está sobre la Formación Macuchi. En la carretera Alóag-Santo Domingo, sedimentos de la Formación Macuchi tienen foraminíferos senonianos (Faucher y otros, 1971). Una edad de Senoniano y Maestrichtiano se sugiere para esta Formación. Entre Río Blanco (544-695) y el límite occidental del mapa aflora un espesor de 5400m de estratos de la Formación Silante.

Formación Yunguilla (K_7) (Maestrichtiano): Limolitas negras y areniscas obscuras afloran en el carretero antiguo Quito-Santo Domingo cerca de la Quebrada Alisal (619-676). Cerca del Cerro Yanaurcu (615-723) hay arenisca volcánica verde en capas decimétricas y raramente métricas. Todas estas rocas se refieren a la Formación Yunguilla. En la Hoja 65NE (Nono) la Formación está datada como Maestrichtiano con base en su microfauna (Faucher y otros, 1971). En esta Hoja probablemente existe más de 1000m de potencia.

Volcano-sedimentos Machángara (P_M) (Pleistoceno): Han sido determinados en la carretera nueva Quito-Tumbaco. Es una secuencia de lavas, aglomerados, tobas y sedimentos mal clasificados. Una lava extensa, tipo andesita piroxénica porfirítica, masiva o laminada de color gris obscuro se ve en la cascada de la Quebrada Batán Grande. El espesor es superior a los 300m. Probablemente corresponde a la tercera glaciación de Sauer (1943).

Volcánicos del Atacazo (P_A) (Pleistoceno) y del Pichincha (Q_P) (Cuaternario): Las litologías de ambos volcanes son similares; la única evidencia que se ha utilizado para poder distinguirlos es su morfología. Están constituidos de andesitas porfiríticas de color gris claro a obscuro. Los fenocristales son de plagioclasa, piroxeno monoclínico y ortorrómbico. Es posible distinguir una fase joven de material piroclástico, constituido de aglomerado volcánico con un cemento no muy consolidado y clastos angulosos andesíticos. El Guagua Pichincha ha tenido actividad histórica y las rocas de las últimas erupciones son dacíticas (Hall, 1977).

Depósitos Glaciales (dg) (Pleistoceno): Se distinguen varios depósitos glaciales sobre los 4000m de altura; la Quebrada San Ignacio forma un valle en U.

Cangagua (Q_C) (Cuaternario): El término Cangagua es utilizado de dos maneras: para representar la litología de un tipo especial de ceniza que es deleznable y de color habano claro a obscuro, y para representar a la Formación Cangagua, que cubre la parte oriental de la Hoja con espesores mayores a 50m. En este sector se halla intercalado por dos capas de 60cm y 25cm de lapilli de pómez blanca. La Cangagua cubre el sustrato volcánico y ciertos depósitos superficiales antiguos, principalmente las faldas orientales del Pichincha. Su edad va del Pleistoceno hasta el Holoceno.

Depósito lagunar de ceniza (Q_L) (Cuaternario): Sedimentos de ceniza horizontales y bien estratificados cubren la parte suroriental de la Hoja, con una morfología plana. En el Río La Raya camino a Chillogallo (741-722) se dató por carbón 14 un trozo de madera con 6466 ± 55 años (Holoceno). Su espesor aproximado es de 100m.

Depósitos coluviales (c) (Cuaternario): Son los principales depósitos superficiales de esta Hoja, ya que cubren grandes extensiones, como la de la Hacienda San José (670-735) que tiene 12 km^2 de superficie y los numerosos que se hallan en las faldas del Pichincha.

Depósitos aluviales (Cuaternario): Se destacan los de los ríos Cinto y del Cóndor Huachana que se hallan relacionados con el drenaje actual, formado por material conglomerático con clastos de origen volcánico.

INTRUSIVOS

"Gabro" (Complejo de Saloya): En la carretera vieja Quito-Santo Domingo desde la quebrada al Este de la Quebrada Peña Azul (610-675) hasta la Quebrada el Otongorito (588-686) afloran rocas básicas y ultrabásicas que incluye: gabronorita, anortosita, werhlita, dunita y gabronorita olivínica. En algunos lugares (por ejemplo 586-679) existe estratificación formada por una variación en las proporciones de los minerales félsicos y máficos, y de diferentes minerales máficos. El espesor del bandeamiento tiene variaciones centimétricas a métricas. Estos rasgos indican que el cuerpo es un intrusivo básico bandeado, en el que las rocas más típicas de la base (por ejemplo, dunita, serpentinita) afloran hacia el Oeste. Cerca del contacto occidental las rocas olivínicas son serpentinizadas y hay afloramientos grandes de una serpentinita masiva y negra. Existen lugares donde la serpentinita esta alterada a talco. Los contactos del cuerpo son fallados y no parece que el tamaño del grano disminuya aproximándose a los contactos. Las rocas encajantes son alteradas, pero esta alteración no parece de metamorfismo de contacto, tienen más bien características de alteración debido a fallas y fracturas, con crecimiento de minerales serpentiníticos y cloríticos, y el reemplazamiento por cuarzo. El análisis químico de una muestra tomada en una cantera (591-679) dio 51.23% de SiO_2, indicativo de que en este punto la roca es de composición básica.

Cuarzo-Diorita: Un intrusivo ácido aflora en la carretera antigua Quito-Santo Domingo al Este de El Sigsal (555-697), igual a las típicas cuarzo-dioritas de la Cordillera Occidental (Lyons, 1976). Afuera del límite oriental el tamaño del grano es grueso. La roca es blanca, pero incluye granos de hornblenda. El contacto occidental está fallado; justo en el contacto el tamaño del grano es grueso y no hay metamorfismo de contacto de los sedimentos de la Formación Silante.

ESTRUCTURA

El área de la Hoja está afectada por muchas fallas. Las estructuras más importantes son: una falla o una zona de fallas alineadas al Oeste de los volcanes Atacazo y Guagua Pichincha; este alineamiento marca el límite oriental del Complejo Básico de Saloya y ha producido alteración y mineralización (pirita y calcopirita) en la Formación Yunguilla cerca de la Quebrada Alisal (618-675); al lado oriental de la Hoja hay una zona de fallas cubiertas por depósitos cuaternarios (Hall y Ramón, 1978). La mayoría tienen rumbo NNE, hundidas al Este y probablemente han controlado la formación del lado occidental del valle Interandino al Este de Quito; es posible que hoy en día algunas de estas fallas sean débilmente activas e inestables, debido a lo cual existe una ligera posibilidad de riesgos civiles en la zona.

Aparte de estas fallas grandes, existen otras con orientaciones diferentes. En la Formación Macuchi no se ve estratificación, por lo tanto, no es posible hablar de la estructura interna. En la Formación Silante un eje sinclinal, de rumbo N-S, es la continuación del que se observa en la carretera Alóag-Santo Domingo (Hoja de Machachi (66)), con bisagra en forma de V y flancos rectos, que indican que la deformación era frágil.

HISTORIA GEOLÓGICA

En el Cretáceo el volcanismo rellenó con piroclastos y lavas submarinas (Fm. Macuchi), una cuenca marina elongada, que seguía la dirección presente en la Cordillera Occidental. En el Cretáceo superior movimientos locales causaron subsidencia rápida en esta área, mientras que las áreas al Sur y al Norte fueron levantadas, resultado de lo cual se depositó un espesor grande de sedimentos de origen volcánico en un ambiente deltaico marino (Fm. Silante). Las capas son frecuentemente rojas y probablemente significa que el área estaba bajo condiciones terrestres de fuerte oxidación. En el Maestrichtiano el área se hundió y sedimentos como flysch (Fm. Yunguilla) fueron depositados por corrientes de turbidez. Cuerpos de cuarzo-diorita cristalizaron bajo la superficie. En el Eoceno Superior, el área fue plegada con planos axiales N-S, y fallada. El levantamiento de los andes empezó en esta época; el volcanismo y fallamiento reiniciaron su actividad en el Cuaternario o posiblemente en el Plioceno y continuaron hasta el presente.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Anteriormente hubo interés en el Complejo de Saloya desde el punto de vista de su contenido de Níquel (Sauer, 1965). Los materiales de construcción ocupan el primer lugar entre las rocas de interés económico de la zona. Muchos son los lugares en los cuales se observa explotación de canteras en lavas andesíticas, localizadas en las faldas del Pichincha, de las cuales se extrae material destinado a la fabricación de adoquines, lastres y molones. La Cangagua es un material utilizado para la fabricación de ladrillos y tejas. Localizada entre la Cangagua, existen capas de piedra pómez, con espesores menores a 1m hasta mayores de 2m, las mismas que se hallan disgregadas en elementos de 2-5cm y que son utilizadas para la fabricación de bloques.

REFERENCIAS

BRISTOW C. R. & HOFFSTETTER R. (1977) Lexique Stratigraphique International, Vol. V, Fase 5a2 Ecuador (2da Edición). Centre National de la Recherche Scientifique Paris.

FAUCHER B. VERNET R., BIZON G., BIZON J., GREKOFF N., LYS M. & SIGAL J. (1971) Formaciones sedimentarias en el Ecuador. Un estudio estratigráfico y paleontológico. Bur. D'etudes ind. et de coop. de l'Inst. Franc. du Petrole (BEICIP)

HALL M. L. (1977) El Volcanismo en el Ecuador, IPGH, Quito

HALL M. L. & RAMON P. (1978) Estudio microsísmico del Valle Interandino entre Latacunga y Guayllabamba.

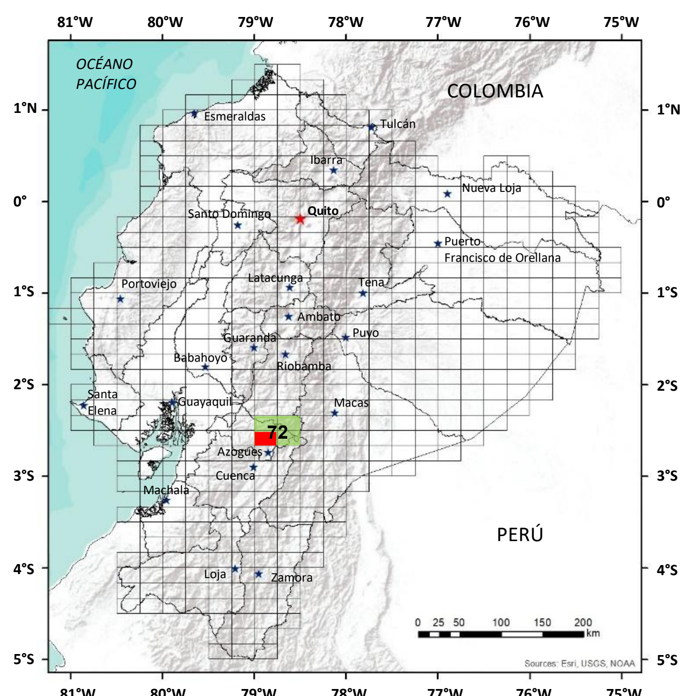
LYONS P. C. (1976) IUGS Classification of Granitic Rocks. A Critique. Geology 4 pp. 425-426.

SNGM & BEICIP (1969) MAPA GEOLÓGICO DE LA REPÚBLICA DEL ECUADOR, Quito.

SAUER W. (1943) Memoria explicativa del Mapa Geológico de Quito. An. Univ. Centr., 71, pp. 319-323.

SAUER W. (1965) Geología del Ecuador, Quito

SAVOYAT E., VERNET R., SIGAL J., MOSQUERA C., GRANJA J. & GUEVARA G. (1970) Formaciones sedimentarias de la Sierra Tectónica Andina en el Ecuador. IFP y SNGM, Quito.



HOJA GEOLÓGICA-C3 (72SW)
CAÑAR (2006)

INTRODUCCIÓN

La publicación del mapa geológico de Cañar 1:50000 es el resultado de una cooperación entre el IRD (Institut de Recherche pour le Développement) y el CNRS (Centre National de la Recherche Scientifique) del lado francés, la EPN (Escuela Politécnica Nacional) y la DINAGE (Dirección Nacional de Geología) del lado ecuatoriano.

El presente levantamiento geológico constituye el producto final de trabajos de investigación realizados por los estudiantes Juan Carlos Luhuathe, Wilmer Vaca y Patricio Verdezoto, previos a la obtención del título de Ingeniero Geólogo de la EPN. Estos trabajos de Tesis de Grado fueron efectuados bajo la dirección científica del Dr. Jacques Bourgois (IRD-CNRS), siendo el Ing. Renán Cornejo director del Departamento de Geología y Riesgos Geológicos de la EPN.

GEODINÁMICA

El Bloque Norandino (BNA), que ocupa la mayor parte de los Andes ecuatorianos, se extiende desde el Golfo de Guayaquil al Sur hasta el Norte de Colombia. Está limitado por la fosa de Perú-Chile al Oeste mientras que su frontera Este sigue siendo indeterminada tanto en su trayecto presente como en su evolución a través del tiempo. El BNA presenta un movimiento hacia el Norte de ~0.6-1 cm/a (Kellogg y Vega, 1995; Trenkamp et al., 2002). Este movimiento resulta de los 6-7 cm/a de convergencia oblicua entre las placas Nazca y Sudamericana (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Ego et al., 1996) y de la subducción de la Cordillera marina de Carnegie que habría provocado el acoplamiento con el BNA. La cuenca de Cuenca-Azogues-Cañar es parte de la frontera Este del BNA durante el Mioceno. En el Presente, la frontera activa se encuentra más hacia al Este. El estudio de la región de Cañar se integra en el análisis de los efectos geodinámicos sobre la evolución de los Andes ecuatorianos. Este régimen tectónico marca un cambio drástico en relación con la evolución geodinámica del Mesozoico marcada por dos eventos mayores de obducción sobre el continente Sudamericano (Bourgois et al., 1982 y 1987).

ESTRATIGRAFÍA

Unidad Alao-Paute (JAp) (Jurásico): La litología varía desde metavolcanitas hasta lavas masivas, filitas verdes, pelitas y cuarcitas con metamorfismo de bajo grado. Está expuesta en el ángulo Sureste del mapa. Litherland et al (1994) consideran una edad Jurásica.

Unidad Punín (J_3-K_1Pu) (Jurásico Tardío-Cretácico Temprano): Forma parte del Terreno Guamote de la Cordillera Real (Litherland et al., 1994). En esta Hoja geológica ocupa la parte centro-norte y aflora como una franja de aproximadamente 4 Km de ancho que se acuña hacia el Sur y desaparece en el sector de Molobog Grande (UTM: 737200, 9710750). Está limitada hacia el Oeste por la falla Ingapirca-Toray, que pone en contacto a esta unidad con los sedimentos miocénicos. El límite Este es la falla Huayrapungo donde la Unidad Punín sobreyace a la Fm Yunguilla. La Fm Tarqui se depositó discordantemente sobre la Unidad Punín la cual en su parte Sur se encuentra afectada por el Intrusivo de Molobog. Esta unidad está formada en su mayoría por filitas grises a negras intercaladas con menores cantidades de cuarcitas; se encuentran cuarcitas conglomeráticas intercaladas con las filitas. Con base en varios registros fósiles de amonites y palinoflora recolectados en varios sitios, Litherland et al (1994) consideran una edad de Jurásico tardío-Cretácico temprano.

Formación Yunguilla ($k_{5\text{-}6}$Y) (Cretácico): Aflora al Este de la Hoja, está limitada hacia el Oeste por la falla Huayrapungo y al Este por un contacto tectónico con los metamórficos de la Unidad Alao. Se considera de edad Maastrichtiana por Faucher y Savoyat (1973) y Bristow y Hoffstetter (1977). Con base en el tamaño del grano y al aporte del material detrítico se divide en tres secuencias:

(1) Una secuencia inferior compuesta por una progradación de sedimentos finos lutáceos a areniscas líticas y grauvacas feldespáticas, con un espesor estimado de 600 a 700 m.

(2) Una secuencia media con niveles compuestos por sedimentos hemipelágicos bien estratificada de color verde a negro. Lavas andesíticas de la Fm Chinchín (Steinmann, 1997) se encuentran asociadas a esta secuencia, y además una serie de diques cortan a la secuencia sedimentaria. El espesor se considera entre 500 m y 800 m.

3) Una secuencia superior está constituida por lutitas gris-verdes a negras (silicificadas), con alternancias de grauvacas líticas y areniscas de color caqui a verde; localmente ocurren conglomerados.

Volcánicos Cerro Tablillas ($E_{2-3}C$) (Oligoceno): Afloran en el Cerro Tablillas a 2 Km al Noreste de Ingapirca (738000, 9721000) rocas volcánicas, aparecen como una franja alargada de 1.5 Km de ancho. Bristow et al. (1975) agrupó estos volcánicos dentro de la Fm Piñón (Cretácico), mientras que Aspden et al. (1988) los atribuyen a la Fm Celica de afinidad continental (Cretácico). Están formados por brechas andesíticas, algunas con plagioclasas y anfíboles de hasta 1 cm. Hacia el Este se encuentran brechas dacíticas. Debido a sus características litológicas y a las relaciones estratigráficas, la edad mínima que se le puede asignar es Oligoceno, por lo que se los podría correlacionar con alguna de las formaciones del Grupo Saraguro.

Andesita Sulaya ($E_{2-3}Su$) (Oligoceno): Comprenden lavas andesíticas masivas de grano muy fino, de color verde claro a ocre y tobas de color verde. Estos volcánicos sobreyacen discordantemente a los sedimentos de la Fm Yunguilla. No se descarta la posibilidad de que pertenezcan a los volcánicos del Grupo Saraguro.

Grupo Saraguro ($e_{8-9}S$) (Oligoceno): Aflora al Oeste del área estudiada en el cerro Caucay (Fm. Cerro Caucay de Dunkley y Gaibor, 1997b) que forma parte del Grupo Saraguro. Corresponde a una gruesa unidad subhorizontal que tiene un espesor de ~450 m. Comprende tobas y brechas riolíticas de flujo de ceniza intensamente soldadas, diaclasadas y muy alteradas hidrotermalmente. Los xenolitos en las brechas son de composición riolítica. Según Dunkley y Gaibor (1997a y b) esta Formación descansa discordantemente sobre lavas de la Formación Chanlud que también pertenece al Gp. Saraguro, aunque no afloran en el área estudiada.

Hacia el extremo Noroeste de la zona de estudio, se puede observar un macizo compuesto de tobas y brechas riolíticas, parecidas a las facies encontradas en la Fm. Cerro Caucay, pero a diferencia, las capas presentan un buzamiento de 40° hacia el Noreste. Se puede inferir una discordancia entre estos volcánicos y los sedimentos miocénicos mayormente horizontales de la cuenca. Se han obtenido dos edades 30.2 ± 1.1 Ma en K/Ar y 27.0 ± 1.0 Ma en trazas de fisión en circones por lo que se le asigna una edad oligocénica (Dunkley y Gaibor, 1997a).

Formación Biblián ($n_{2-3}B$) (Mioceno): Consiste en conglomerados rojos intercalados con limolitas y lutitas rojas a púrpuras. Los conglomerados son poco sorteados, bien redondeado y los componentes principales son cuarzo blanco, rocas metamórficas, areniscas, cherts negros y rocas volcánicas; la matriz es una arcilla de color rojo. Las medidas de paleocorrientes indican un transporte hacia el Suroeste. El espesor aproximado estaría entre 500m a 700m. La presencia de esta Formación dentro del área de estudio ya fue reportada por Bristow et al. (1975). La edad que se le ha asignado es de la mitad inferior del Mioceno (Steinmann, 1997).

Formación Loyola ($n_{3-4}L$) (Mioceno Medio): Aflora dentro de un lente tectónico. Está constituida por una secuencia monótona de lutitas y limolitas grises que meteorizan a amarillo o café. Se puede observar las facies de esta Formación en el puente sobre el Río Cañar-Río San Pedro (736500, 9716000), en donde también se puede observar el contacto fallado entre esta Formación y la Fm. Mangán. La edad asignada para esta Formación es del Mioceno Medio (Steinmann, 1997).

Formación Mangán (n_4M) (Mioceno Tardío): Aflora en la parte Centro-Este del área estudiada en los alrededores del pueblo de Ingapirca y más hacia el Sur, forma la parte central del anticlinal de Ingapirca que atraviesa la zona. La parte inferior de la secuencia estratigráfica de esta Formación está compuesta por intercalaciones de limolitas y lutitas de colores verdes, rojos y grises en tonos pasteles, intercaladas con bancos de areniscas de color café a marrón que se hacen más importantes hacia arriba. La parte superior aflora al Oeste, en el Río Cañar, a lo largo de la vía férrea, desde el túnel ubicado en (735600, 9716500), hasta el Norte en el Río Silante, y está compuesta por conglomerados de grano medio a fino intercalados con areniscas gruesas con mucho aporte de material metamórfico (cuarzo lechoso, cuarcitas, en menor cantidad volcánicos y cherts). Tales conglomerados tienen buzamientos subverticales y forman una franja continua de unos 2.5 Km de largo. Forman el flanco Oeste del anticlinal de Ingapirca. La Formación está limitada hacia el Este por la falla Ingapirca-Toray que la pone en contacto tectónico con la Fm Loyola y con la Unidad Punín. Hacia el Oeste la falla Honorato Vásquez-Déleg separa a la Fm. Turi de la Fm Mangán. Existen evidencias de una zona milonítica a 2 Km al Suroeste de la población de Ingapirca en el punto (734900, 9717700). El espesor estimado es de 1000 a 1200 m (Steinmann, 1997). La edad asignada a esta formación es del Mioceno Tardío.

Formación Turi ($n_{4-5}Ti$) (Pleistoceno): Bristow (1973) consideró como dos Formaciones separadas a los Mbs. Turi y Santa Rosa, dando una edad pliocénica a la Fm. Santa Rosa, mientras que asignó la Fm. Turi al Pleistoceno. Noblet et al. (1988) consideraron como miembros a estas Formaciones y las incluyeron en el tope de la Fm Mangán, atribuyéndolas a variaciones de facies laterales. Finalmente, Steinmann (1997) redefine a la Fm. Turi y la subdivide en los Mbs. Turi y Santa Rosa, que representan la secuencia más joven de relleno de la cuenca. En la parte estudiada se han encontrado estos dos Miembros, y además se ha definido uno nuevo: Mb. Cañar. El espesor total de la Formación alcanza los 2000 m.

El **Mb. Santa Rosa ($n_{4-5}MbS$)** aflora en la parte Oeste de la Cuenca. Está compuesto por limos y arcillas de colores rojos, algunos con fragmentos de material volcánico, intercalados con areniscas y areniscas conglomeráticas de color gris con mucho aporte de material volcánico y poco sorteadas. El contacto con la Fm Cerro Caucay es discordante y puede ser observado a 1.5 Km al Oeste de Cañar (727900, 9718000) y en el Río Cañar, a 3 Km al Suroeste de Tambo en el sector de Ayahuaycu (728000, 9721500).

El **Mb. Turi (n_{4-5}MbTi)** aflora como una franja continua de 1.5Km de ancho y 4Km de largo en la parte centro-norte del área estudiada. Se lo puede seguir hacia la parte central, al Oeste de Ingapirca en el Río Cañar. Más al Sur también aparecen otros afloramientos de este miembro alrededor de los puntos (734200, 9714500); (733000, 9710500) y al Noroeste del área de estudio. Está constituido por potentes secuencias de areniscas de grano medio a fino, areniscas conglomeráticas poco sorteadas, intercaladas con algunos niveles de limolitas y conglomerados finos, con mucho aporte volcánico. Hay muy poco material metamórfico. Las series están ordenadas en secuencias grano crecientes, en general bien consolidadas; los colores que predominan son gris verdoso a gris claro. En una muestra ubicada dentro del área de estudio (732196, 9721603), se obtuvo una edad de 8.0 ± 1.0 Ma en trazas de fisión (Steinmann, 1997). Dos muestras fueron datadas en el área de estudio mediante el método Ar/Ar.

Las edades obtenidas son: 10.7 ± 1.3 Ma (732200, 9721600) y 10.77 ± 0.19 Ma (733900, 9718000).

El **Mb Cañar (n_{4-5}MbC)** se encuentra ubicado a 2.5 Km al Noreste de la ciudad de Cañar (731200, 9719200) en el sector de Sigsihuaycu, en donde tiene un espesor aproximado de 100m. Otro buen afloramiento se encuentra en la carretera Panamericana, entre Tambo y Cañar, en el sector de Piedra Grande (730800, 9720900). Se trata de secuencias de areniscas bien estratificadas de grano fino a medio, con clastos flotantes de material volcánico (~2 mm de diámetro), intercaladas con algunos niveles de capas y lentes de conglomerados finos y limos. Los aportes de este Miembro corresponden a material volcánico riolítico alterado hidrotermalmente, similar al de las tobas y lavas que se encuentran en el Grupo Saraguro. Localmente se han encontrado bloques de material volcánico de hasta 1.5m de ancho dentro de estos sedimentos. El color predominante es el blanco grisáceo, por lo que este Miembro sobresale en el paisaje del valle de Cañar. Al Noreste de Honorato Vásquez, entre el Río Cañar y la Quebrada Tintahuaycu, se puede ver un paso transicional vertical entre el Mb. Turi y el Mb. Cañar.

Formación Volcánica Tarqui (n_{6-9}Tq) (Mioceno Tardío-Plioceno Temprano): Aflora en las partes altas del área estudiada. En general la secuencia se hace más potente hacia el Noreste, en dirección a la Laguna de Culebrillas, fuera del área de estudio en donde Hall y Beate (1991) mencionan la existencia de una gran caldera volcánica. Se piensa que la mayoría de los volcánicos que afloran en el sector provienen de esta gran caldera y de pequeños centros volcánicos ubicados al SE del área de estudio, como el Intrusivo de Molobog.

Debido a la falta de edades radiométricas para estas rocas en el área de estudio, se ha preferido dividir a estos volcánicos en dos miembros informales (Loma Burgay y Culebrillas) con base en la litología y en sus relaciones estratigráficas. La Fm. Tarqui ha sido datada del Mioceno Tardío-Plioceno Temprano (6.8-5.1 Ma) por medio de trazas de fisión (Steinmann, 1997) y a 8 Km al Noroeste de Tambo (723285, 9725220), se realizó una datación para estos volcánicos en trazas de fisión en zircón, de 6.8 ± 0.8 Ma.

El **Mb. Culebrillas (n_{6-9}C)** aflora más extensamente y agrupa a las rocas volcánicas que están en las partes norte, centro y este del área de estudio. Consiste de una secuencia de tobas, brechas, aglomerados, materiales piroclásticos y pocas lavas, cuyas composiciones varían desde andesítica a dacítica. En general están bien estratificadas, con ligeros buzamientos siguiendo la pendiente del edificio volcánico que se encuentra en las cabeceras del Río Huayrapungo.

El **Mb. Loma Burgay (n_{6-9}B)** aflora al Sur de Cañar, en la Loma Burgay. Se encuentra formado en su mayoría por tobas y brechas finas bien consolidadas de composición andesítica. Está bien estratificado, con un ligero buzamiento hacia el Sur-Oeste, mientras que en algunos sitios es subhorizontal como a 6 Km al Sur de Cañar (730600, 9710600).

El **Mb. Pilzhum (n_{6-9}P)** aflora al Sureste de la Hoja de Cañar, en la Loma Pilzhum. Se encuentra formado en su mayoría por tobas de composición andesítica. Presenta en su parte central stocks porfiríticos de tipo Loma Dudaloma. Se considera como parte de la Formación Tarqui.

El **intrusivo Molobog (n_{6-9}M)** se encuentra en el extremo Sur de la zona, en el sector de Molobog Grande (738000, 9711000). Se trata de un domo riolítico alterado hidrotermalmente. En este sector también se pueden encontrar tobas dacíticas y riolíticas que rodean al domo. El cuerpo está intruyendo a la Unidad Punín y a la Fm Yunguilla. Este cuerpo subvolcánico podría asociarse con el volcanismo del Mb. Culebrillas. Se atribuye al Mioceno terminal-Plioceno.

El **intrusivo Dudaloma (n_{6-9}D)** aflora a lo largo de la loma Dudaloma localizada al Este de la Hoja de Cañar. Consiste en un stock porfirítico con vetas silicificadas. Se considera de la misma edad que el Mb. Pilzhum.

Depósitos glaciares (Q_{1-2}M1 y Q_2M2) (Cuaternario): Gran parte de la zona estudiada está cubierta por depósitos de origen glaciar, ya sean morrenas (laterales y frontales) y tilles sin mayor expresión morfológica. Tales depósitos están formados en su mayoría por depósitos polimícticos angulares. Se pueden distinguir bloques de volcánicos andesíticos a dacíticos. Se pueden encontrar en menores cantidades fragmentos de material metamórfico y fragmentos de limolitas silicificadas de la Fm. Yunguilla; la matriz está formada por roca molida en la base del glaciar por la acción de su peso y avance.

En general el color de estos depósitos va de gris crema a caqui. En la carretera Cañar-Honorato Vásquez-La Tranca - Ingapirca se pueden encontrar sedimentos más antiguos dentro de lentes sumamente deformados por glaciotectónica. Este material incluye clastos metamórficos similares a los encontrados en la Fm Mangán. En cuanto a la altura de las morrenas, se identifican dos eventos glaciares mayores (Q_{1-2}M1 y Q_2M2). El evento Q_2M2 se atribuye al Holoceno. El evento más antiguo, Q_{1-2}M1, debería pertenecer a uno de los tres eventos fríos mayores de los últimos 550 kyr.

Depósitos fluvio-lacustres y terrazas altas (Q_2Fl) (Cuaternario): Existen terrazas fluviales altas asociadas a los principales ríos de la zona, formadas por depósitos conglomeráticos gruesos, con cantos subredondeados a redondeados.

También se han encontrado localmente facies más finas de origen lacustre que contienen niveles más calcáreos, carbón y diatomitas. Estos depósitos se encuentran relativamente al mismo nivel de altura (~3000 msnm) y se interpretan como remanentes de un gran lago que se formó al final de la última etapa glacial. El lago estuvo ubicado al Noroeste de la Hoja, en la depresión entre Tambo y Cañar. Además, al Este existen profundas depresiones que corresponderían a antiguos circos glaciares (Cocha Huma, Rodeo Chico, Masarcocha). Los sedimentos que aparecen dentro de estas depresiones pudieron haber sido depositados en un ambiente lacustre, posterior a las etapas glaciares.

Terraza de Río (Q_2t) (Cuaternario): Son terrazas bajas, recientes a actuales, asociadas a los principales ríos, formadas por depósitos conglomeráticos gruesos.

Coluvial y suelo (Q_2c) (Cuaternario): Existen varios coluviales y zonas bajas cultivadas extensivamente (depresión de Cañar-Tambo) la mayoría de los cuales están relacionados con depósitos glaciares finos incluyendo tilles. La alteración de esos sedimentos glaciares origina los suelos de las zonas cultivadas.

Deslizamiento (Q_2d): Existen varios deslizamientos dentro de la zona estudiada. La mayoría están relacionados con los depósitos glaciares y la erosión regresiva del Río Cañar. Otros, pequeños, están asociados a los depósitos volcánicos, pero ocurren en menor cantidad. También existen escarpes que posiblemente estén relacionados con deslizamientos pre-glaciaciones.

El **Deslizamiento de Tambo (Q_2dt)** está ubicado a 2 Km al Oeste de Tambo, abarca un área aproximada de 3 Km^2. Tiene un escarpe principal de 2 Km de longitud, de forma cóncava hacia el Sur. El pie del deslizamiento presenta terrenos muy distorsionados, zonas pantanosas y partes agrietadas. La dirección del movimiento es predominantemente Sur. El deslizamiento de Tambo tiene la morfología de un típico deslizamiento rotacional. Es el deslizamiento más grande dentro de la Hoja Geológica y está asociado a una gran morrena frontal y a la erosión regresiva del Río Cañar. Es importante anotar que el punto que controla la erosión regresiva con que actúa el Río Cañar entre Tambo y Cañar está migrando cada vez más río arriba (hacia el Este), lo que tiene que ser tomado en cuenta en el futuro para proponer obras de mitigación y prevención de deslizamientos.

El **Deslizamiento de La Posta (Q_2dp)** se localiza en el Margen Sur del Río Cañar. Comprende una superficie aproximada de 1 Km^2. Su cuerpo también está asociado a morrenas que se encuentran al Oeste, hacia la zona de escarpes. Este deslizamiento también está asociado a la erosión regresiva que ocasiona el Río Cañar en su cauce.

El **Deslizamiento de Quilluag (Q_2dq)** se localiza a 1.5 Km al Oeste de Cañar. Comprende un área aproximada de 0.5 Km^2. Su cuerpo está constituido en su mayoría por depósitos de origen glaciar, aunque también parece haber afectado a rocas del Mb. Santa Rosa. Este deslizamiento está restringido a un pequeño valle al Sur de la población de Quilluag y presenta un escarpe de alrededor de 25 m de altura y 1 Km de longitud.

Las **zonas inestables de la Quebrada Pucu Huaicu (Q_2dh)** se encuentran ubicadas al Este de la ciudad de Cañar, en el margen Este de la Quebrada Pucu Huaicu. Afectan a los depósitos tillíticos y a las areniscas del Mb. Cañar, que forman la base de la secuencia inestable.

Otros deslizamientos incluyen: (1) el deslizamiento de Chuichun, localizado a 4 Km al Oeste de Tambo; **(2)** el deslizamiento de Chorocopte, ubicado a 4.5 Km. al Sur de Cañar es de tipo rotacional, solo afecta a los depósitos tillíticos dejados en este antiguo valle glaciar y tiene un área de cerca de 1 km^2.

ESTRUCTURAS

Las principales estructuras reconocidas son: la falla Huayrapungo, que induce el cabalgamiento de la U. Punín sobre la Fm. Yunguilla con rumbo ~N45°E y cuya edad podría ser del final del Eoceno (?). La falla San Antonio también ~N45°E provoca el cabalgamiento de la Fm. Yunguilla sobre la Fm. Biblián. Estas dos fallas podrían haberse creado durante la colisión del arco Macuchi al final del Eoceno, con posteriores reactivaciones en el Plioceno.

La falla normal Río Cañar, ubicada en la parte Noroeste del área, tiene rumbo ~Este-Oeste de bajo ángulo. Afecta solo a la Fm. Cerro Caucay (Gp. Saraguro); su edad podría ser Oligoceno Tardío. La falla Ingapirca-Toray junto con la Falla Honorato Vásquez-Déleg y el Anticlinal de Ingapirca son estructuras que tienen rumbo N-S, siendo ella la más importante. La presencia de lentes tectónicos y estructuras en flor a lo largo de la Falla Ingapirca-Toray, confirma que se trata de una falla con movimientos de rumbo. Estas estructuras se formaron durante la inversión tectónica de fallas anteriormente transtensionales y relacionadas con la subsidencia de la cuenca.

Basándose en las estructuras principales observadas en el área estudiada (fallas Ingapirca-Toray y Honorato Vásquez-Déleg) y en las características tectónicas encontradas, se ha dividido al área estudiada en tres unidades tectónicas, cada una con su deformación y unidades litológicas particulares. Estas unidades son, de Este a Oeste: Cocha Huma, Ingapirca y Cañar (ver esquema tectónico).

GEOLOGÍA ECONÓMICA

En general el área de estudio ha sido poco prospectada y explorada para la localización y evaluación de depósitos de minerales metálicos y no metálicos.

En la superficie levantada existen importantes sitios de mineralización metálica conocidos desde el tiempo de la Colonia como es el yacimiento de Pilzhum en el Sureste de la Hoja (747800, 9708100) (Loma Pilzhum Grande, 3765 msnm). Este ha sido estudiado por el Estado conjuntamente con misiones internacionales de asistencia técnica y por empresas privadas. La mineralización metálica es epitermal de alta sulfuración con más de 20 vetas relacionadas con un stock de pórfido de cuarzo andesita o dacita del Terciario Superior o Cuaternario con presencia de brechas intrusivas. Los datos existentes indican contenidos de 1500 g/t Ag, 3.2 g/t Au, 2% Cu.

Indicios de oro detectados en los ríos de la zona de Pindilig, al Sureste y un poco fuera del área levantada, hacen suponer que la mineralización proviene de sus nacimientos localizados dentro de la Hoja Cañar.

Los minerales no metálicos son aprovechados principalmente como materiales de construcción. Son extraídos en las canteras localizadas en la parte centro–occidental de la Hoja. Piedra y arena se explotan en los puntos (730001, 9718404) y (734032, 9718126), arena y grava en (736553, 9715972) junto al río Cañar, encontrándose algunos sitios aptos para explotación de piedra lastre correspondientes principalmente a la Formación Yunguilla que constituía la fuente de materia prima de caliza y travertino para la fabricación de cemento en la Empresa Guapán, cuyas reservas industriales en parte han sido agotadas y otras están cubiertas por zonas pobladas.

REFERENCIAS

ASPDEN J. A., LITHERLAND M. & SALAZAR E. (1988) una interpretación preliminar de la historia colisional del centro y Sur del Ecuador y posibles controles para la geología mesozoica y de mineralizaciones polimetálicas, Politécnica (Quito), 13 (3), Monografía de Geología N° 5, 49-75.

BOURGOIS J., CALLE B., TOURNON J. & TOUSSAINT J. F. (1982) The Andean ophiolitic megastructures on the Buga-Buenaventura transverse (Western Cordillera Valle, Colombia), Tectonophysics, 82, 207-229.

BOURGOIS J., TOUSSAINT J. F., GONZÁLEZ H., AZÉMA J., CALLE B., DESMET A., MURCIA L. A., ACEVEDO A. P., PARRA E. & TOURNON J. (1987) Geological history of the Cretaceous ophiolitic complexes of northwestern South America (Western and Central Cordilleras of the Colombia Andes), Tectonophysics, 143, 307-327.

BRISTOW C. R. (1973) Guide to the geology of the Cuenca basin, southern Ecuador. Ecuadorian Geological and Geophysical Society, Quito, 54 pp.

BRISTOW C. R., LONGO R. & GUEVARA S. (1975) Mapa Geológico del Ecuador, Hoja de Cañar, escala 1:100000; Quito, Instituto Geográfico Militar (IGM), Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos (MRNE), Dirección General de Geología y Minas (DGGM), Institute of Geological Sciences London (IGS).

BRISTOW C. R. & HOFFSTETTER R. (1977) Lexique Stratigraphique International (2ed.): Amérique Latine, Fascicule 5 a2, Ecuador, Paris, Centre National de la Recherche Scientifique, 410 p.

DUNKLEY P. & GAIBOR A. (1997a) Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 2° and 3°S, CODIGEM-British Geological Survey, Quito, Ecuador, 76 p.

DUNKLEY P. & GAIBOR A. (1997b) Mapa Geológico de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 2° y 3° S, escala 1:200000, CODIGEM - Ministry of Energy and Mineral Ressources, British Geological Survey publications, Quito, Ecuador

EGO F., SÉBRIER M., LAVENU A., YÉPEZ H. & EGÜEZ A. (1996) Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes, Tectonophysics, 259, 101-116.

FAUCHER B. & SAVOYAT E. (1973) Esquisse géologique des Andes de l'Equateur, Rev. Géogr. Phys. Dyn., XV, 1-2, 115-142.

HALL M. & BEATE B. (1991) El volcanismo Plio-Cuaternario en los Andes del Ecuador, Estudios de Geografía, Colegio de Geógrafos del Ecuador, Quito, 4, 5-17.

KELLOGG J. N. & VEG, V. (1995) Tectonic development of Panamá, Costa Rica and the Colombian Andes: Constraints from Global Positioning System (GPS) geodetic studies and gravity, Geologic and tectonic development of the Caribbean plate boundary in southern Central America, edited by P. Mann, Spec. Pub. Geol. Soc. Am., 295, 75-90.

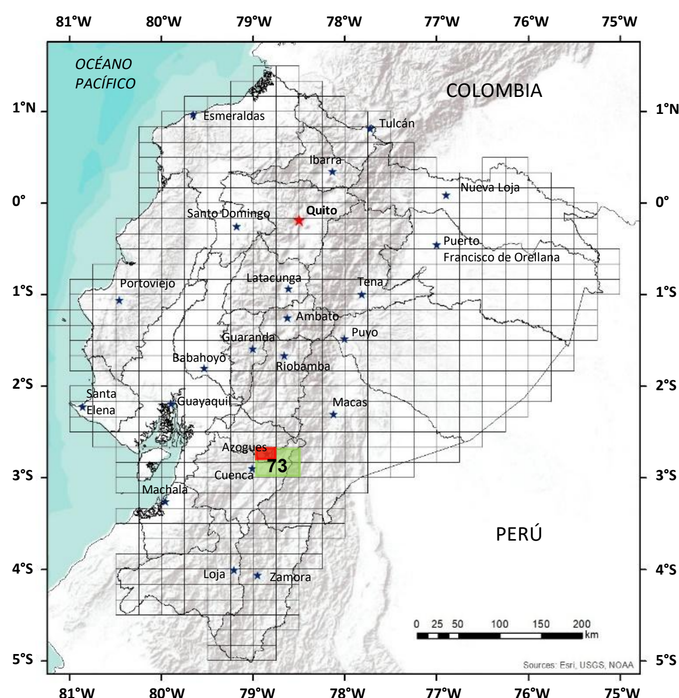
LITHERLAND M., ASPDEN J. A. & JEMIELITA R. A. (1994) The metamorphic belts of Ecuador, Overseas Memoir of the British Geological Survey, 11, 147 p.

NOBLET C., LAVENU A. & SCHNEIDER F. (1988) Etude géodynamique d'un basin intramontagneux tertiaire sur décrochements dans les Andes du Sud de l'Equateur: l'exemple de Cuenca, Géodynamique 3, 117-138.

PARDO-CASAS F.& MOLNAR P. (1987) Relative motion of the Nazca (Farallon) and South America plates since late Cretaceous times, Tectonics, 6, 223-248.

STEINMANN M. (1997) The Cuenca basin of southern Ecuador: Tectono-sedimentary history and the Tertiary Andean evolution, PhD Thesis, Institute of Geology ETH-Zurich, Switzerland, 176 p.

TRENKAMP R., KELLOGG J. N., FREYMULLER T. & MORA P. H. (2002) Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations, J. South Am. Earth Sci., 15, 157-171.



HOJA GEOLÓGICA-E1 (73NE)
AZOGUES (1978)

INTRODUCCIÓN

El área cubierta por la Hoja se encuentra situada en la parte meridional de los Andes ecuatorianos. Azogues (30000 hab.) capital de la Provincia de Cañar, es la ciudad principal y está situada en una sección pavimentada de la carretera Panamericana. La topografía varía con un rango de altitudes de 2200 a 3880 m.s.n.m. y su drenaje se dirige hacia la Cuenca Amazónica. La población está concentrada en las partes más bajas, menos escarpadas, terrenos que conforman la cuenca sedimentaria.

GEOLOGÍA

Serie Paute (L) (Cretáceo): Constituyen las rocas más antiguas (Formaciones Yunguilla, Piñón y otras desconocidas) metamorfizadas. Es una serie compuesta de esquistos verdes, filitas negras y meta-volcánicos. Esta Serie es divisible en la parte inferior (Esquistos El Pan) y en la parte superior (Meta-volcánicos San Francisco) (Bristow, 1973). En esta Hoja sólo afloran los Meta-volcánicos San Francisco.

Parece ahora que hay una transición entre las Formaciones Piñón y Yunguilla en el lado Este de la cuenca terciaria. Después en la fase Laramídica hay metamorfismo de la Piñón y sus intercalaciones de Yunguilla en esta zona y la formación de los Meta-volcánicos San Francisco (Bristow, 1973).

La Serie presenta un rumbo aproximadamente N o NNE a través de la Hoja. No hay evidencia de duplicación por fallas grandes, pero posiblemente los pliegues isoclinales explican el aparente espesor de más de 5000m de la secuencia.

Formación Piñón (K) (Cretáceo): Tan solo una pequeña parte de esta Formación sin metamorfismo se encuentra aflorando dentro del área de la Hoja. En otras partes la vasta acumulación de lavas andesíticas a lo largo de los Andes Occidentales tiene un espesor de varios miles de metros. La base no puede ser observada en el área de Azogues. Al Este de la cuenca sedimentaria hay una transición de la parte superior, dentro de la Formación Yunguilla, pero no se ve bien porque la zona de transición ha sido metamorfizada o meteorizada. Las andesitas de la Piñón tienen un color verde-gris característico, con láminas masivas homogéneas de varios metros de espesor. Localmente se encuentran tobas interestratificadas.

Formación Yunguilla (K_7) (Cretáceo Superior (Maestrichtiano)): Litológicamente hay predominancia de argilita negra, meteorizada o pasando a arcillas cafés, obscuras o negras. La silicificación es común en varios niveles, encontrándose depósitos de caliza y concreciones carbonatadas en toda la secuencia. Areniscas y capas guijarrosas fosilíferas se observan en varias localidades, así como lavas andesíticas. En general, esta Formación se inclina hacia el occidente. La base que no está bien expuesta es gradacional con la Piñón, pero dentro de la zona metamorfizada o meteorizada. En el área de San Marcos (410-970) parece tener un espesor de 1200m estimado en afloramiento.

La micropaleontología (Savoyat y otros, 1970) y la amonita *Sphenodiscus peruviana* (Gerth) otros moluscos registrados por Bristow (1973) de la Quebrada Lavacay (406-946) han establecido la edad maestrichtiana de esta Formación.

Formación Biblián (M_{1-2}) (?Mioceno Inferior): En la Hoja de Gualaceo (73SW) la Formación Biblián descansa en discordancia sobre la Formación Yunguilla, donde el depósito basal es de guijarro medianamente grueso, a menudo con guijarros de la Formación Yunguilla. En esta Hoja no se observa la base de la Formación; en el lado Este del Sinclinal de Azogues la Formación Loyola ha sobrepasado la Biblián y descansa en la Formación Yunguilla. En el Anticlinal de Biblián hay buenos afloramientos de areniscas guijarrosas, areniscas tobáceas, arcillas arenáceas rojas y localmente de lavas (353-972). Localmente se encuentra yeso.

El afloramiento problemático de aglomerados, andesitas y tobas cerca de Biblián (360-990) se cree que es contemporáneo con la andesita extrusiva de Cojitambo y las andesitas y tobas de El Descanso (367-867). Se estima que más de 1000m de potencia afloran en el área de Santa Ana en la Hoja de Gualaceo (73SW), pero en esta Hoja no se observa más de 500m en afloramiento.

Se piensa que la edad es miocénica (Bristow, 1973).

Formación Loyola (M_{1-2}) (Mioceno Inferior): El contacto de esta Formación con la Biblián subyacente en el centro de la Cuenca es gradual, pero cerca del margen, en el lado Este, un conglomerado basal sobrepasa la Biblián para descansar en la Formación Yunguilla. De este depósito basal se obtuvo la mayor parte de los fósiles que se han descrito anteriormente. Los fósiles del Mioceno incluyen: el ostrácodo, *Cyprideis aff. Howei* (Stephenson), el cangrejo *Necronectes proavitus* (Rathbun); los gasterópodos *Limnopomus (Ampullarius)* cf. *manco* (Pilsbry) y *Poteria (Pseudoaperostoma) bibliana* (Marshall y Bowles), y el bivalvo *Ecuadorea bibliana* (véase Bristow, 1973).

Los depósitos superiores de aproximadamente 250m de espesor consisten casi íntegramente de lutitas de colores gris obscuro y amarillo claro, meteorizadas y rojizas, con una flora variada, pero sin diagnóstico. El yeso abunda en casi todos los niveles y se observaron calizas cristalinas de 2m de largo por 50cm de espesor.

Formación Azogues (M_3) (Mioceno Medio): Hay una interdigitación en la base con la Formación Loyola. La secuencia está predominada por areniscas tobáceas gruesas, de color café; pero los depósitos de limolita y arcilla generalmente no tienen más de 1m de espesor. Un conglomerado basal bien desarrollado puede encontrarse donde la Formación ha sobrepasado las subyacentes (416-984; 402-994).

La unión superior con la Guapán y Mangán es gradacional. El espesor máximo se ha estimado en 300m en la vecindad de El Descanso (365-870) y Loma Lajas (347-910).

Bristow (1973) dio una edad miocénica a esta Formación.

Formación Guapán (M_3) (?Mioceno Medio): Esta Formación ha sido confundida con la Loyola por su litología similar (Erazo, 1975). Sin embargo, las capas de la Formación Guapán tienden a ser ligeramente más gruesas. En Charasol se encuentran depósitos de bentonita de más de 10m de espesor (Núñez del Arco, 1971). Tobas y areniscas tobáceas fueron observadas junto a la carretera (385-925) al Sur de Charasol. Abundan las hojas bien preservadas, pero no todas sirven para diferenciar la edad. Un pez, cf. Moenkhausia, fue encontrado cerca de Antonio Borrero (396-933).

Formación Mangán (M_4) (?Mioceno Superior): Los yacimientos explotables de carbón de la cuenca sedimentaria se encuentra dentro de la Formación Mangán. La unión con la Guapán no fue vista por los autores, pero donde esta Formación está ausente la unión con la Azogues parece ser gradacional. La litología predominante es una secuencia alternante de areniscas tobáceas, cafés, gruesas y lutitas limosas verdes y rojas. Lutitas finamente laminadas están asociadas con el yacimiento de carbón inferior (Washington). Son comunes las hojas fósiles, gasterópodos y bivalvos, pero de poco valor para la determinación de la edad (Bristow, 1973). El ostrácodo *Cyprideis aff. howei* (Stephenson) de las capas inmediatamente sobre el yacimiento de carbón de la Washington (335-993) da a la Formación una edad miocénica.

Formación Santa Rosa (Pl) (?Plioceno): Su contacto con la Formación Mangán es gradacional, pero está representada por una secuencia que es más gruesa hacia arriba y con desarrollo de capas rojas. Depósitos de cantos rodados gruesos se encuentran en el área al Oeste de Nazón (310-020), presumiblemente un reflejo de la proximidad del área de origen.

Formación Turi (P’) (?Pleistoceno): En la mayoría de los sitios la Formación Turi descansa con marcada discordancia sobre los depósitos antiguos, pero en algunos otros tales como el área Oeste de Santa Rosa y Norte de Nazón parece tener un contacto concordante con la Formación Santa Rosa. El depósito basal de la Formación al Sur, generalmente es un conglomerado que forma escarpas, sobre la que viene una sucesión de capas guijarrosas, limosas y arenosas.

Formación Tarqui (P’’): Hay una discordancia entre la Tarqui y las capas antiguas. Las rocas constituyentes son piroclásticas ácidas, aunque ocasionalmente se observan lavas. En ciertos lugares por alteración hidrotermal se ha alterado completamente la roca original a caolín. Dos dataciones sorprendentemente jóvenes de radiocarbono, con 24900 ± 1200 años antes del presente, y de 34300 ± 2000 a.a.p. (407-904) se obtuvieron en esta Formación (UNDP, 1969a; Huss F., 1973, comunicación personal).

DEPÓSITOS SUPERFICIALES

Tilita (gt^{1-2}) (Cuaternario): Se encuentran dos tilitas de distintas edades. Al Norte y Oeste de Cuenca se encuentra un depósito antiguo (El Irquis Piedmont Debris de NN.UU.). Al Oeste de Biblián la tilita más joven forma un terreno ondulado y húmedo.

Volcánicos Llacao (VL) (Cuaternario): Los volcánicos Llacao consisten predominantemente de aglomerados en una matriz de vidrio blanco desvitrificado, pero también se encontraron tobas blancas estratificadas. Los volcánicos son notoriamente inestables (ver abajo).

Terrazas (1-3): Se reconocieron cinco niveles de terrazas principales alrededor de Cuenca, pero en esta Hoja solamente se encuentran las tres primeras. Se componen característicamente de rocas gruesas. Son considerados como depósitos fluvio-glaciares que provienen del flanco Este de la Cordillera Occidental.

Travertino (Tv): El afloramiento más grande se encuentra alrededor de Guapán, el cual provee de caliza a la fábrica de Cemento Guapán. Se cree que el travertino tiene su origen en la Formación Yunguilla calcárea. El travertino que aún se encuentra en formación contiene moluscos y residuos humanos recientes (UNDP, 1969b).

Aluvión: El aluvión se encuentra en la mayoría de los valles amplios y en general consiste de estratos gredosos suprayacentes a un depósito de rocas gruesas. Las corrientes que cruzan los afloramientos de Volcánicos Llacao depositan mucha arena.

Coluvión (c): Muchos valles tienen sus laderas cubiertas con una capa de material coluvial. Mucho de este material probablemente se originó como talud durante el Pleistoceno, pero su formación continúa hasta ahora.

Derrumbe: Los derrumbes de Solano (300-890) y Biblián (340-020) están en continuo movimiento. Su apariencia característica de terreno ondulado, agrietado y la formación de lagos temporales permite que sean identificables fácilmente, en especial en fotografías aéreas.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

La mineralización en el área es esporádica y se encuentra localizada en las Formaciones Yunguilla y Tarqui. Hay un prospecto de molibdeno cerca de San Miguel (417-922) (Huss y Skovor, 1971) y mercurio cerca de San Marcos (Luis Cordero, 417-968) (Mangez y Mosquera, 1959).

Altos valores geoquímicos en Cu, Zn y Mo se encontraron en los tributarios al Oeste del Río Paute. NN.UU. piensa que estas anomalías se relacionan con capas de filitas negras dentro de los Meta-volcánicos San Francisco más que como resultado de mineralización (UNDP, 1969c).

Una investigación detallada de carbón hecha por NN.UU. en la Formación Mangán demostró que los mantos de carbón (sub-bituminoso grado C) son "lenticulares, fracturados, fallados y por tanto de corrida impronosticable". Otros factores desfavorables motivaron el cierre de la última mina grande (San Luis) (334-978) en 1967 (UNDP, 1969a). La extracción casera continúa en pequeña escala. En Guapán se trabaja con travertino a gran escala para cemento y fertilizantes. En otros afloramientos limitados se trabaja en pequeña escala (UNDP, 1969b). En Leonán (438-990), cerca de Chuchún (451-008) y cerca de Huintul (c. 442-967) se aprovecha el caolín (UNDP, 1969b). En Charasol (400-947) se investigó un depósito bentonítico en donde se estiman reservas de 500000 tons. Métricas (Núñez del Arco, 1971). En la Formación Mangán también se ha observado bentonita. Unas pocas fábricas de ladrillos que usan la matriz antigua de tilita se encuentran dentro del límite de esta Hoja. El yeso se encuentra en casi todos los niveles de la Formación Loyola y el suelo residual se encuentra localmente sujeto a tratamiento selectivo con tamices (Mosquera, 1956).

REFERENCIAS

BRISTOW C. R. (1973) Guide to the geology of the Cuenca Basin. Ecuadorian geol. and geophys. Soc.

ERAZO M. T. (1957) Apuntes sobre la geología y estructura del Valle de Cuenca. Ann. Univ. Cuenca, 13. No. 1, pp. 157-197

HUSS F. & SKOVOR V. (1971) Survey of Metallic and Non-metallic minerals. Geological and Geophysical investigations near San Miguel (Azogues) (Operation No.5) Cañar Province. Un. Nat. Dev. Prog.

MANGEZ G. & MOSQUERA C. F. (1959) Los indicios de Mercurio de San Marcos y de Molibdeno de San Miguel (Provincia del Cañar). Misión Geológico-Minera Franco-Ecuatoriana.

MOSQUERA C. F. (1956) Los yacimientos de yeso de las Provincias del Sur. Memo Direc. Gen. de Minas e Hidroc. Ecuador.

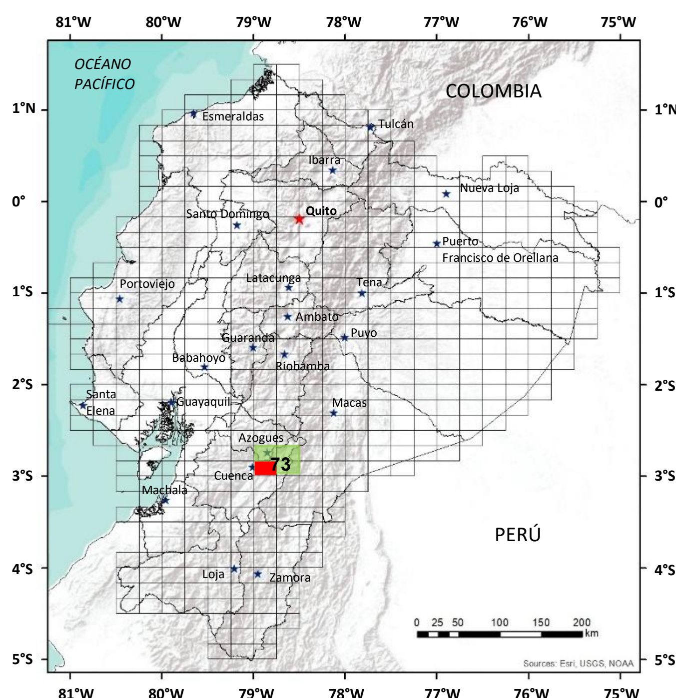
NÚÑEZ DEL ARCO E. (1971) Yacimientos de bentonita de Charasol, Provincia del Cañar, Ecuador, Direc. Gen. de Geol. y Minas, Ecuador.

SAVOYAT E., VERNET R., SIGAL J., MOSQUERA C., GRANJA J. & GUEVARA G. (1970) Formaciones sedimentarias de la Sierra Tectónica Andina en el Ecuador. Misión del Inst. Francés del Petróleo; Servicio Nacional de Geología y Minería.

UNDP (1969a) Survey of Metallic and Non-metallic minerals. Technical Report No. 1. Coal investigations (Operation No.1 Biblián and Loja). Un. Nat. Dev. Prog.

UNDP (1969b) Survey of Metallic and Non-metallic minerals. Technical Report No. 3. Clays and Travertine (Operation No.3 Cuenca). Un. Nat. Dev. Prog.

UNDP (1969c) Survey of Metallic and Non-metallic minerals. Technical Report No. 5. Exploration and preliminary evaluation of metallic mineral deposits (Operation No.5 Austro). Un. Nat. Dev. Prog.



HOJA GEOLÓGICA-E3 (73SW)
GUALACEO (1974)

INTRODUCCIÓN

El área cubierta por esta Hoja se encuentra situada en la parte meridional de los Andes Ecuatorianos. Cuenca (100000 habitantes), capital de la provincia del Azuay, es la principal ciudad y mantiene comunicación con casi todo el país por vías aéreas y terrestres. La topografía varía en un rango de alturas de 2200 a 3360m.s.n.m., y su drenaje se dirige hacia la Cuenca Amazónica. La población está concentrada en las partes más bajas, menos escarpadas de la Cuenca Sedimentaria.

GEOLOGÍA

Serie Paute (L) (Cretácico): Constituyen las rocas más antiguas (Formaciones Yunguilla, Piñón y otras desconocidas) metamorfizadas. Es una serie compuesta de esquistos verdes, filitas negras y meta-volcánicos. Esta serie es divisible en la parte inferior (Esquistos de El Pan) y en la superior (Meta-volcánicos de San Francisco) (Bristow, 1973). En esta Hoja sólo afloran los meta-volcánicos de San Francisco. Parece que hay una transición entre las Formaciones Piñón y Yunguilla en el lado Este de la Cuenca Terciaria. Después, en la fase Laramídica hay metamorfismo de la Fm. Piñón y sus intercalaciones de Yunguilla, en esta zona y la formación de los Meta-volcánicos de San Francisco (Bristow, 1973).

La serie presenta un rumbo aproximadamente N o NNE a través de la Hoja. No hay evidencia de duplicación por fallas grandes; pero, posiblemente los pliegues isoclinales explican el aparente espesor de más de 5000m de la secuencia.

Formación Piñón (K) (Cretácico): Tan sólo una pequeña parte de esta Formación sin metamorfismo aflora dentro del área de la Hoja. En otras partes, la vasta acumulación de lavas andesíticas a lo largo de los Andes Occidentales tiene un espesor de varios miles de metros. La base no puede ser observada en el área de Azogues. Al Este de la Cuenca Sedimentaria hay una transición de la parte superior dentro de la Formación Yunguilla, pero no se ve bien porque la zona de transición ha sido metamorfizada. Las andesitas de la Fm. Piñón tienen un color verde-gris característico, con láminas masivas homogéneas de varios metros de espesor. Ocasionalmente se encuentran tobas interestratificadas.

Formación Yunguilla (K_7) (Cretácico superior (Maestrichtiano)). Litológicamente hay predominancia de argilita negra, meteorizada, o pasando a arcillas café obscuras a negras. La silicificación es común en varios niveles, encontrándose depósitos de caliza y concreciones carbonatadas en toda la secuencia. Areniscas y capas guijarrosas fosilíferas se observan en varias localidades de las Hojas adyacentes, así como lavas andesíticas. En general, esta Formación buza hacia el Occidente. La base, que no está bien expuesta, es gradacional con la Fm. Piñón, pero dentro de la zona metamorfizada. En el área de San Marcos (410-970) parece tener un espesor de 1200m, estimado en afloramiento.

La edad de esta formación es Maestrichtiana (Sigal 1968; Savoyat y otros 1970).

Formación Biblián (M_{1-2}) (?Mioceno Inferior): La Formación Biblián descansa en discordancia sobre la Formación Yunguilla. El depósito basal es usualmente de guijarro medianamente grueso, a menudo con guijarros de la Formación Yunguilla. Esta litología se repite en muchos niveles dentro de arcillas limosas, arenosas, finas, en bloques, predominantemente café rojizas y areniscas tobáceas gruesas. Alrededor de Jadán (356-815) aglomerados volcánicos rojos parecen constituir la base local de la Formación. El afloramiento problemático de andesitas y tobas en El Descanso se cree que es contemporáneo con las andesitas extrusivas de Cojitambo y Biblián. Localmente se encuentra yeso. Se estima que más de 1000m de potencia aflora en el área de Santa Ana.

Los fósiles son escasos, pero *Sheppardiconcha bibliana* (Marshall y Bowles) y *Ecuadorea Bibliana* (Marshall y Bowles) se encontraron cerca de El Valle (250-757) en la Biblián Superior, y también en la subsiguiente Formación Loyola del Mioceno Inferior.

Formación Loyola (M_{1-2}) (Mioceno inferior). El contacto de esta Formación con la Biblián subyacente en el centro de la cuenca es gradual, pero cerca del margen, en el lado Este, un conglomerado basal sobrepasa la Biblián para descansar en la Formación Yunguilla. De este depósito basal se obtuvo la mayor parte de los fósiles que se han descrito anteriormente (Marshall y Bowles, 1932; Liddle y Palmer, 1941; Bristow, 1973). Según Bristow (1973) la edad es Miocena.

Los depósitos superiores de aproximadamente 250m de espesor consisten casi íntegramente de lutitas de colores gris obscuro, amarillo claro y rojizo meteorizadas; con una flora variada, pero sin diagnóstico. El yeso abunda en casi todos los niveles.

Formación Azogues (M_3) (Mioceno medio): Hay una interdigitación en la base con la Formación Loyola. La secuencia está predominada por areniscas tobáceas gruesas, de color café, pero los depósitos de limolita y arcilla generalmente no tienen más de 1m de espesor. Un conglomerado basal bien desarrollado puede encontrarse donde la Formación ha sobrepasado a las subyacentes. La unión superior con la Mangán es gradacional. El espesor máximo se ha estimado en 280m en la vecindad de el Tablón (265-792). Los fósiles recogidos en tres localidades (305-834; 308-832; 258-786) incluyen *Corbicula sp., ?Diplodon* y *Aylacostoma peyeri dickersoni* (Palmer). La presencia de este último establece eslabones entre la Formación Azogues y la Loyola (Liddle y Palmer, 1941) y en vista de su base gradacional, se la considera por lo menos de edad Mioceno? Medio.

Formación Mangán (M_4) (Mioceno Superior): Los yacimientos explotables de carbón de la Cuenca Sedimentaria se encuentran dentro de la Formación Mangán, pero no se han desarrollado bien en el área de esta Hoja. La unión con la Fm. Azogues parece ser gradacional. La litología predominante es una secuencia alternante de areniscas tobáceas cafés-gruesas y lutitas limosas verdes y rojas. Lutitas finamente laminadas están asociadas con el yacimiento de carbón inferior (Washington). El ostrácodo *Cyprideis aff. Howei* (Stephenson) de las capas inmediatas sobre el yacimiento de carbón de la Washington en la Hoja de Azogues da a la Formación una edad Miocena.

Formación Santa Rosa (Pl) (?Plioceno): Su contacto con la Formación Mangán es gradacional, pero está representada por una secuencia que es más gruesa hacia arriba y con desarrollo de capas rojas. En ausencia de fósiles, únicamente una edad teórica puede ser asignada a esta Formación.

Formación Turi (P') (?Pleistoceno): En la mayoría de los sitios, la Formación Turi descansa con marcada discordancia sobre los depósitos antiguos, pero en algunos otros, tales como el área al Oeste de Santa Rosa y Norte de Nazón en la Hoja de Azogues, parece tener un contacto concordante con la Formación Santa Rosa. Generalmente el depósito basal de la Formación es un conglomerado que forma escarpas, sobre la que viene una sucesión de capas guijarrosas, limosas y arenosas. En el área alrededor de Guillanshapa (238-710) se encuentran capas piroclásticas en la parte superior. No se han encontrado más fósiles que madera y un mamut (Erazo, 1957).

Formación Tarqui (P'') (Pleistoceno): Hay una discordancia entre la Fm. Tarqui y las capas antiguas. Las rocas constituyentes son piroclásticas ácidas, aunque ocasionalmente se observan lavas. En ciertos lugares fuera de la Hoja, por alteración hidrotermal se ha alterado completamente la roca original a caolín. Dos dataciones sorprendentemente jóvenes de radiocarbono con 24900 ± 1200 años antes del presente y de 34300 ± 2000 a.a.p. se obtuvieron en esta Formación (UNDP, 1969a; Huss F., 1973, comunicación personal).

DEPÓSITOS SUPERFICIALES

Tilita (gt^{1-2}): Se encuentran dos tilitas de distintas edades. A lo largo del valle del río Maluay, al Sur de El Valle, la tilita más joven con rocas aborregadas se encontró a 2600m de altitud. Al Norte y Oeste de Cuenca se encuentra un depósito antiguo: el Irquis Piedmont Debris de NN.UU. (UNDP, 1969a).

Arcilla Varvada (v): Una serie de limos y limolitas finamente estratificados, ligeramente pesados, fueron observados al Norte de Cuenca, considerándolos como varvados. Su relación con las terrazas no es clara, pero en un sitio (237-813) parecen estar cubiertas por un residuo delgado de terraza.

Volcánicos Llacao (VL) y Capas Gualaceo (CG): Los Volcánicos Llacao consisten predominantemente de aglomerados en una matriz de vidrio blanco desvitrificado, pero también pero también se encontraron tobas blancas estratificadas. NN.UU. observó que son más recientes que las Terrazas, puesto que aparentemente están tendidas sobre ella. Sin embargo, a lo largo del camino Cuenca-Azogues el material que suprayace la terraza parece ser talud del material Llacao. Los volcánicos son notoriamente inestables.

Alrededor de Gualaceo se encuentra una secuencia sedimentaria tobácea bien estratificada, con ocasionales horadamientos orgánicos rellenados. Son vistos como depósitos en agua equivalentes a los Volcánicos Llacao aquí se llaman Capas Gualaceo.

Terrazas (1-5): Se reconocieron cinco niveles de terrazas principales alrededor de Cuenca. Se componen característicamente de rocas gruesas. Son considerados como depósitos fluvioglaciares que provienen del flanco Este de la Cordillera Occidental.

Aluvión: El aluvión se encuentra en la mayoría de valles amplios y en general consiste de estratos gredosos suprayacentes a un depósito de rocas gruesas. Las corrientes que cruzan los afloramientos de Volcánicos Llacao depositan mucha arena.

Coluvión (c): Muchos de los valles tienen sus laderas cubiertas con una capa de material coluvial. Mucho de este material probablemente se originó como talud durante el Pleistoceno, pero su formación continúa hasta ahora.

Derrumbe: El derrumbe de Paccha (300-800) está en continuo movimiento. La característica apariencia de terrenos ondulados, agrietados y la formación de lagos temporales, permite que estos sean fácilmente identificados, en especial en fotografías aéreas.

INTRUSIVOS

La andesita Tahual (370-865) es un cuerpo ígneo homogéneo problemático de grano fino. Contiene residuos de la Formación Yunguilla (372-863) y está cubierto por el conglomerado basal de la Formación Loyola. Se desconoce su origen exacto, pero los rasgos extrusivos del terreno, tales como disyunción columnar, naturaleza del grano fino y la presencia de tobas incluidas, sugiere que es mejor observarlo como extrusivo post-Cretáceo/pre-Mioceno inferior, similar al Cojitambo.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

La mineralización en el área es esporádica y se encuentra localizada en la Formación Tarqui. Hay un prospecto de plata cerca de San Bartolomé (382-682) (Goosens, 1969). Altos valores geoquímicos en Cu, Zn y Mo se encontraron en los tributarios al Oeste de los ríos Gualaceo y Paute. También se registraron valores altos de Cu y Zn en el área de Jadán. NN.UU. piensa que estas anomalías se relacionan con capas de filias y arcillas negras dentro de los Meta-volcánicos de San Francisco y Yunguilla, más que como resultado de mineralización (UNDP, 1969b).

La **arena** se deriva de los Volcánicos Llacao y es extraída de los depósitos del río Sidcay. Unas pocas fábricas de ladrillos que usan la matriz antigua de tilita se encuentran dentro del límite de esta Hoja. El **yeso** se encuentra en casi todos los niveles de la Formación Loyola y el suelo residual se encuentra localmente sujeto a tratamiento selectivo con tamices (Mosquera, 1956).

REFERENCIAS

BRISTOW C. R. (1973) Guide to the Geology of the Cuenca Basin. Ecuadorian geol. and. geophys. Soc.

ERAZO M. T. (1957) Apuntes sobre la geología y estructura del valle de Cuenca. Ann. Univ. Cuenca 13, No 1, pp 157-197.

GOOSSENS P. J. (1969) Survey of metallic and Non-metallic Minerals. Technical Report. San Bartolomé silver prospect, Azuay Province (Operation No 5) Un. Nat. Dev. Prog.

LIDDLE R.A. & PALMER K. V. M. (1941) The Geology and Paleontology of the Cuenca-Azogues-Biblián region, Provinces of Cañar and Azuay, Ecuador. Am. Bull. Paleo., 26 pp 360-421.

MARSHAL W. B., BOWLES E. A. (1932) New fossils fresh-water mollusks from Ecuador. Proc. U. S. Nat. Hist. Mus., 82, No. 2946, art. 5, pp. 1-7.

MOSQUERA C. F. (1956) Los yacimientos de yeso de las Provincias del Sur. Memo. Direc. Gen. de Minas e Hidroc., Ecuador.

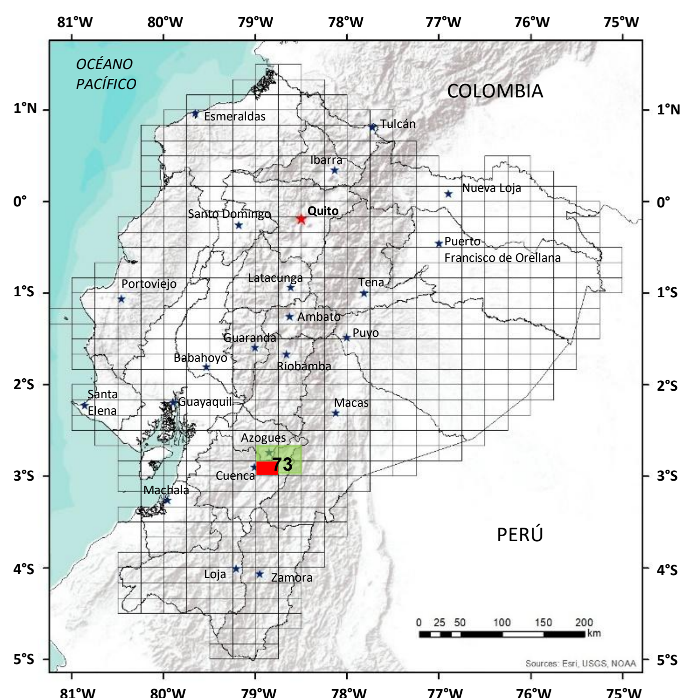
PARODIZ J. J. (1969) The Tertiary Non-marine Mollusca of South America. Ann. Carnegie Mus., 40, pp. 1-242.

SAVOYAT E., VERNET R., SIGAL J., MOSQUERA C., GRANJA J. & GUEVARA G. (1970) Formaciones sedimentarias de la Sierra Tectónica Andina en el Ecuador. Misión del Instituto Frances del Petróleo; Servicio Nacional de Geología y Minería.

SIGAL J. (1968) Estratigrafía Micropaleontológica del Ecuador, datos anteriores y nuevos. Misión del Instituto Francés del Petróleo; Servicio Nacional de Geología y Minería.

UNDP (1969a) Survey of Metallic and Non-Metallic minerals. Technical Report No. 1. Coal Investigations, (Operation No.1. Cuenca-Biblián and Loja). Un. Nat. Dev. Prog.

UNDP (1969b) Survey of Metallic and Non-Metallic minerals. Technical Report No. 5. Exploration and preliminary evaluation of metallic mineral deposits (Operation No.5 Austro). Un. Nat. Dev. Prog.



HOJA GEOLÓGICA-E3 (73SW)
GUALACEO (2018)

INTRODUCCIÓN

El área de estudio se ubica en las provincias de Azuay y Cañar, abarca los cantones Cuenca, Gualaceo, Chordeleg y Azogues. Zona cuya representación gráfica es la carta topográfica de Gualaceo escala 1:50000 del Instituto Geográfico Militar. El acceso se realiza por vía terrestre a través de la carretera Troncal de la Sierra E35, desde la ciudad de Quito hasta la ciudad de Cuenca.

GEOLOGÍA

La zona de estudio comprende la parte suroccidental de la cordillera Real con las unidades de la División Alao y la parte oriental de la cuenca intramontañosa de Cuenca. Entre estos dos dominios geológicos se localiza el sistema de fallas San Antonio (Steinmann, 1997).

LITOESTRATIGRAFÍA

Unidad Alao-Paute (J_{Aa}) (Jurásico): Litherland y otros (1994). Se la observa en el centro-oriente de la zona de estudio como un cinturón con rumbo Nornoreste-Sursuroeste. Litológicamente consiste en meta-andesitas diaclasadas y una secuencia de esquistos sericíticos deformados de tonalidad gris verdosa. Al Oeste limita con rocas metamórficas de la Unidad Maguazo por la falla San Antonio, hacia el Sur la unidad está afectada por varios cuerpos subvolcánicos y un intrusivo, la sobreyacen discordantemente los volcánicos Altar Urcu, Nonadel, Mishquiyacu, el Miembro Chaparro y la Unidad Gualaceo. Steinmann (1997) reporta una edad Jurásico Superior a Cretácico Inferior.

Unidad Maguazo (J_{Am}) (Maguazo): Litherland y otros (1994). Se la observa en el centro-norte de la zona de estudio. La litología consiste en pizarras deformadas, metaturbiditas, esquistos y filitas sericíticas. Limita al Este con la Unidad Alao-Paute en contacto tectónico controlado por la falla San Antonio, al Oeste se encuentra intruida por la Diorita El Descanso que provocó la silicificación de la roca, al Norte está sobreyacida discordantemente por la Unidad Mishquiyacu, al Sur está afectada por un pórfido andesítico y está sobreyacida en discordancia angular por la Formación Chinchín y las unidades Nonadel y Huayrapungu. En la carretera Cuenca-Gualaceo a la altura del río Jadán se encontró filitas calcáreas y cherts con polen, esporas y dinoflagelados de edad jurásica a cretácica (Litherland y otros, 1994).

Formación Yunguilla (K_Y) (Maastrichtiense): Thalmann (1946). Se encuentra al centro-oeste de la zona de estudio como un cinturón plegado con rumbo Nornoreste-Sursuroeste. La litología consiste en una secuencia estratificada y deformada de areniscas finas, lutitas, argilitas negras físiles y en menor proporción calizas micríticas. La deformación se determinó por los plegamientos existentes con ejes de diferentes rumbos. Al Oeste está cabalgando a la Unidad Yunga y la sobreyace discordantemente el Miembro El Carmen, hacia el Este está cabalgando a la Formación Quingeo y hacia el Norte está afectada y cortada por la Diorita El Descanso. En base a la micropaleontología se ha establecido la edad Maastrichtiense (Sigal, 1968).

Unidad Altar Urcu (E_{Au}) (Eoceno): INIGEMM (2017). Aflora al Sureste de la zona de estudio. La parte superior de la secuencia consiste en paquetes de brechas monogénicas de origen volcánico, adicionalmente se encuentran esporádicos niveles de tobas brechosas y depósitos finos de caída, hacia la base la secuencia está representada por potentes flujos de andesitas basálticas las cuales están altamente diaclasadas. Está en contacto tectónico con la Unidad Nonadel mediante la falla Gualaceo; en los sectores de Gañanzol, loma Cotaguil y en el cerro Tres Cruces se encuentra sobreyacida en discordancia por el Miembro Chaparro. Por su posible relación con el evento volcánico de la Formación Chinchín se le asigna una edad Eoceno Temprano-Medio.

Formación Chinchín (E_{Ch}) (Eoceno Medio a Tardío): Steinmann (1997). Litológicamente comprende lavas andesíticas y andesitas basálticas de color negro, con estructura masiva y alto diaclasamiento, brechas volcánicas, en la secuencia también se encuentran esporádicos depósitos volcanoclásticos intercalados. Esta Formación se encuentra sobreyaciendo en discordancia angular a la Unidad Alao-Paute y a la Unidad Maguazo (Steinmann, 1997), está limitada al Oeste por la falla San Antonio con la Formación Yunguilla, además es sobreyacida concordantemente al Este por las unidades Nonadel y Huayrapungu y al Oeste por la Formación Quingeo. Se realizó una datación por análisis de trazas de fisión en circones, indicando una edad Eoceno Medio a Tardío (Steinmann, 1997).

Unidad Nonadel (E_{No}) (Eoceno Superior): Definido en el presente trabajo. Los mejores afloramientos están a lo largo de la vía San Bartolomé-Santa Ana. La litología comprende brechas piroclásticas de color pú6rpura rojizo, además se encuentran areniscas volcánicas, tobas de cristales andesíticas y tobas andesíticas con claro retrabajamiento fluvial. Los volcanosedimentos se intercalan esporádicamente con flujos andesíticos-basálticos. Se encuentran depositados en concordancia sobre la Formación Chinchín, están en contacto tectónico controlado por la falla Gualaceo con la Unidad Altar Urcu, en el sector de Santa Bárbara se encuentran subyaciendo en discordancia a la Formación Quingeo. Por sus relaciones con el volcanismo efusivo de la Formación Chinchín, se puede establecer una edad Eoceno Superior.

Formación Quingeo (E_Q) (Eoceno Medio a Tardío): Steinmann (1997). Se la observa en el centro de la zona de estudio como un cinturón de aproximadamente 4 km de ancho con rumbo Nornoreste-Sursuroeste. Litológicamente comprende secuencias métricas de arcillolitas, limolitas, areniscas, conglomerados gruesos y capas de ceniza, las secuencias se encuentran estratificadas, las litologías de grano fino presentan una coloración púrpura debido a la presencia de hematita. Esta Formación sobreyace concordantemente a la Formación Chinchín, al Oeste se encuentra cortada y cabalgada por la Formación Yunguilla a través de la falla Santa Ana-Tahual, hacia el Sur está sobreyacida por volcanoclastos del Miembro Virgen de la Nube, al Norte es cortada e intruida por la Diorita El Descanso. La edad de la Formación fue determinada mediante análisis de trazas de fisión que resultaron del Eoceno Medio a Tardío (Steinmann, 1997).

Grupo Saraguro: Dunkley y Gaibor (1997). Se ha dividido al grupo Saraguro en 3 secuencias volcánicas: Yunga, Huayrapungu y Mishquiyacu.

Unidad Yunga (O_Y) (Oligoceno): Está restringida a la parte Suroeste de la zona de estudio, forma un cinturón de rumbo Noreste que se acuñan en el sector de San Antonio. Se trata de una secuencia volcanoclástica de composición ácida formada por flujos andesíticos a dacíticos, ignimbritas vítreas, tobas andesíticas a dacíticas estratificadas. Estos volcánicos se encuentran en contacto tectónico con la Formación Yunguilla a través de la falla El Laurel y son sobreyacidos en discordancia por los miembros Virgen de la Nube, Chaparro y El Carmen. En base a las observaciones estratigráficas realizadas en las cercanías de El Valle, en donde las medidas estructurales indican que está por debajo de la Formación Azogues, se sugiere una edad más antigua que los sedimentos de la cuenca de Cuenca, por lo que se le asignó una edad Oligoceno.

Unidad Huayrapungu (O_H) (Oligoceno): El nombre fue tomado del poblado Huayrapungu. Litológicamente comprende tobas de composición andesítica de color blanco intercaladas con brechas piroclásticas, conglomerados y escasos flujos andesíticos, se presentan con estructura masiva. En el sector de Huayrapungu las tobas se encuentran cizalladas afectadas por la falla San Antonio, mostrando alineación de los minerales de hornblenda y plagioclasa. Se encuentra sobreyaciendo en discordancia angular a las unidades Alao-Paute, Maguazo y a la Formación Quingeo, el contacto con la Formación Chinchín es concordante, sobreyaciendo a la unidad se observan tobas del Miembro Chaparro y depósitos aluviales. Los volcánicos Huayrapungu podrían constituir la expresión de la parte superior del Grupo Saraguro, por lo tanto, constituirían facies distales de un evento volcánico del Oligoceno.

Unidad Mishquiyacu (O_{Mi}) (Oligoceno): El nombre fue tomado del poblado de Mishquiyacu al Noreste de la zona de estudio. Litológicamente comprende tobas de composición andesítica a dacítica bastante alteradas, con meteorización esferoidal y esporádicas intercalaciones de dacitas. Se encuentra sobreyaciendo de manera discordante a las Unidades Alao-Paute y Maguazo, está afectada por las fallas Maintur y San Antonio. En base a observaciones en las relaciones estratigráficas al Norte de la zona de estudio (hoja geológica Azogues), estaría subyaciendo a las Formaciones sedimentarias miocénicas de la cuenca de Cuenca, por esta razón se la atribuye al Oligoceno.

Formación Biblián (M_B) (Mioceno): Steinmann (1997). Forma el núcleo del anticlinal con eje de rumbo Noreste del sector de Paccha. La litología predominante en la zona de estudio está conformada por arcillas arenosas rojas y areniscas tobáceas gruesas, ocasionalmente en las arcillas se encuentra yeso, además niveles de calizas cristalinas en el área de Jadán. Esta Formación se encontraría sobreyaciendo discordantemente al Grupo Saraguro (basamento volcánico de la cuenca) y subyaciendo en contacto transicional a la Formación Loyola. Dos dataciones en trazas de fisión dan edades de 14.7 y 12.3 Ma para la base de la Formación (Steinmann, 1997).

Formación Loyola (M_L) (Mioceno): PNUD (1969). Los afloramientos más representativos se encuentran en la vía de primer orden en el poblado de Monay y al Norte del poblado de Nulti. La litología consiste en limolitas estratificadas de color blanco, gris claro y pardo con abundantes óxidos de hierro y vetillas de yeso, a veces las limolitas están intercaladas con areniscas de grano fino del mismo color. Los afloramientos se encuentran bastante meteorizados. Sobreyace a la Formación Biblián y subyace al Miembro El Carmen con un claro contacto transicional. Cinco dataciones en trazas de fisión dieron edades entre 13.9 a 11.1 Ma (Steinmann, 1997).

Formación Azogues (PNUD, 1969): En la zona de estudio se identificó a los Miembros El Carmen y Cochas.

Miembro El Carmen (M_{Ec}) (Mioceno): Los mejores afloramientos se encuentran en una vía de segundo orden al norte de Gachapala y en la vía Santa María del Vergel-Chilcapamba. Litológicamente comprende una secuencia de intercalaciones métricas de litoarenitas de varios tamaños de granos, microconglomerados, tobas habanas y limolitas pardas. Las litoarenitas presentan diferencia en el grano de compactación que depende de su tamaño de grano. Se encuentra sobreyaciendo a la Formación Loyola y subyaciendo al Miembro Cochas en claro contacto transicional, hacia el Sur es sobreyacida en discordancia erosiva por el Miembro Virgen de la Nube. Cinco análisis de trazas de fisión en circones resultaron del Mioceno (Hungerbühler y otros, 2002).

Miembro Cochas (M_C) (Mioceno): Aflora en el centro-oeste de la zona de estudio, se encuentra formando el sinclinal de Cochas. Los mejores afloramientos se encuentran en el cerro Guagualzhumi. Litológicamente comprende una secuencia de tobas, litoarenitas de composición volcánica y en menor proporción conglomerados finos. La secuencia se encuentra estratificada y en algunos casos las litoarenitas muestran estratificación cruzada. Se encuentra sobreyaciendo transicionalmente al Miembro El Carmen y es el núcleo del sinclinal de Cochas. La edad fue determinada mediante trazas de fisión en circones resultando del Mioceno (Hungerbühler y otros, 2002).

Formación Mangán (M_M) (Mioceno): O'Rourke y otros (1968). Aflora en el Noroeste de la zona de estudio, en el flanco noroccidental del anticlinal de Paccha. Litológicamente se trata de una secuencia intercalada de areniscas tobáceas, litoarenitas, conglomerados finos, en menor proporción limolitas y vetas de carbón. La Formación Mangán sobreyace en discordancia angular al Miembro El Carmen. Hacia el Norte de Paccha, donde el Miembro El Carmen se encuentra ausente la secuencia se asienta directamente sobre la Formación Loyola; al Noroeste de la zona de estudio esta Formación es sobreyacida discordantemente por el Miembro Llacao. Dataciones mediante trazas de fisión en circones de cuatro capas de ceniza dieron edades del Mioceno (Hungerbühler y otros, 2002).

Formación Turi (Mioceno): Erazo (1957). Consiste en un complejo estratificado de conglomerados, cenizas y brechas volcánicas con intercalaciones de arcilla y areniscas fluviales. En el área de estudio fueron identificados dos Miembros Virgen de la Nube y Nazón.

Miembro Virgen de la Nube (M_{Vn}) (Mioceno): Aflora al Oeste, Suroeste y centro-sur de la zona de estudio. Litológicamente consiste en intercalaciones de conglomerados, areniscas gruesas con estratificación cruzada y limolitas multicolores. Todos los paquetes se encuentran estratificados y dispuestos subhorizontalmente. Al Oeste se observa a la secuencia sobreyaciendo discordantemente al Miembro El Carmen, al Sur sobreyace discordantemente a las Formaciones Chinchín y Quingeo. Dataciones mediante trazas de fisión en circones dieron edades del Mioceno (Hungerbühler y otros, 2002).

Miembro Nazón (M_{Nz}) (Mioceno Tardío): El mejor afloramiento se encuentra a la base de la loma Buenavista en el poblado Las Orquídeas. Litológicamente consiste en areniscas gruesas poco sorteadas e intercalaciones de limolitas y arcillolitas color violeta y gris verdoso, en menor proporción se encuentran brechas compuestas de fragmentos volcánicos. Generalmente la secuencia se presenta estratificada y dispuesta subhorizontalmente. Las relaciones estratigráficas con las Formaciones sobreyacientes y subyacientes implican una depositación contemporánea con la del Miembro Virgen de la Nube (Mioceno Tardío).

Formación Tarqui (Mioceno): PNUD (1969). En la zona de estudio se identificó a los Miembros Chaparro y Llacao.

Miembro Chaparro (M_{Chp}) (Mioceno Tardío-Plioceno): Se encuentra depositada de manera dispersa en toda la zona de estudio. Los mejores afloramientos se encuentran en una vía de segundo orden al Este del poblado El Valle. Litológicamente consiste en tobas de color blanco de composición riolítica, poco consolidadas a veces pumíticas, se presentan con estructura masiva y se distinguen granos de plagioclasa en una matriz de ceniza. El Miembro Chaparro se encuentra sobreyaciendo de manera discordante al Miembro El Carmen, a las unidades Yunga y Altar Urcu, a las Formaciones Quingeo y Chinchín y a la Unidad Alao-Paute. Dataciones mediante trazas de fisión en circones dieron edades del Mioceno Tardío al Plioceno (Hungerbühler y otros, 2002).

Unidad Gualaceo (MPL_G) (Mioceno-Plioceno): Definido en el presente trabajo, el nombre fue tomado del poblado de Gualaceo. Litológicamente comprende sedimentos lacustres conformados por una intercalación estratificada de areniscas de grano fino, grauvacas y limolitas. Los paquetes estratificados son subhorizontales. En el sector de La Delicia son afectadas por la falla Gualaceo. En el sector de El Chorro se encontraron fósiles de hojas en una grauvaca poco consolidada de color marrón. Al Sur esta sobreyaciendo en discordancia a la Unidad Alao-Paute y hacia el Norte se asienta concordantemente sobre el Miembro Chaparro. Basándose en relaciones estratigráficas con respecto al Miembro Chaparro, se le asigna una edad Mio-Plioceno

Miembro Llacao (PL_{Ll}) (Plioceno): Se encuentra en el Noroeste de la zona de estudio, conforma la planicie de la loma Pacchamama. Litológicamente se trata de una toba de cristales de color gris claro con textura clástica, además se encuentran aglomerados masivos de color gris, textura clástica y mal sorteo. Se encuentra sobreyaciendo a la Formación Mangán con una pronunciada discordancia angular, en el sector del Pedregal es claro el contacto discordante con la Formación Loyola. Una edad en trazas de fisión correspondió al Plioceno (Steinmann, 1997).

Depósito de avalancha (Q_{Avl}) (Cuaternario): Aflora en el extremo Noroeste de la zona de estudio, una clara exposición de este depósito se encuentra en el sector de San Francisco de Tixán. El depósito es caótico de mal sorteo, formado por bloques y gravas de andesitas grises, tobas riolíticas, tobas andesíticas y brechas verdes. Está dispuesto de manera periclinal, es masivo y poco consolidado. Se encuentra sobreyacido concordantemente con la terraza aluvial de la ciudad de Cuenca. Por las relaciones estratigráficas se la asigna al periodo Cuaternario.

Terrazas aluviales (Q_T) (Cuaternario): Es frecuente la presencia de terrazas gradadas en diferentes niveles, formando llanuras de inundación o plataformas sedimentarias y flanqueando a los aluviales de los ríos Tomebamba, Paute y Gualaceo. Están conformadas principalmente por material arcillo-arenoso.

Depósitos coluviales (Q_C) (Cuaternario): Se encuentran dispersos en toda la zona de estudio. Se trata de depósitos agradacionales acumulativos formados por material meteorizado, líticos métricos en una matriz arcillosa y transportada por acción de la gravedad hacia el pie del talud, son muy heterogéneos. Dentro de estos depósitos se encuentra el deslizamiento de La Josefina.

Depósitos aluviales (Q_A) (Cuaternario): Se presentan en las riberas de los ríos Tomebamba, Paute, Gualaceo, Jadán y Quingeo, además de importantes quebradas que alimentan los drenajes principales. Están compuestos por bloques, cantos rodados, gravas redondeadas y arenas subredondeadas de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias.

ROCAS INTRUSIVAS

Diorita El Descanso (O^{Ed}): Se trata de una intrusión que forma la loma Tahual y la loma Patobamba. Esta intrusión corta la Formación Yunguilla del Maastrichtiense, consiste en una diorita de color gris oscura de grano fino, con meteorización que provoca una tonalidad café oscura. Buenos afloramientos se observaron en el sector de Rancho Chico y en una cantera en el sector de La Josefina. Intruye a las Formaciones Yunguilla y Quingeo y a la Unidad Maguazo hacia el oriente donde también se identifica un halo de roca silicificada. Existe un resultado Ar/Ar en un cristal de plagioclasa el cual indica una edad oligocénica (Madden, 1996 citado en Steinmann, 1997).

Cuarzodiorita Uzhar ($O?^{Uz}$): Se encuentra ubicada aproximadamente 3 km al Suroeste de Chordeleg. Se trata de una cuarzodiorita de color marrón verdoso de grano medio, textura fanerítica, holocristalina, la roca se encuentra bastante fracturada. Se encuentra intruyendo a las rocas de las unidades Alao-Paute y Nonadel, lo cual fue posible observar en la silicificación de la roca caja. Debido a la afectación de los volcanosedimentos Nonadel asignados al Eoceno, este intrusivo sería más joven, por tanto, se lo sitúa en el Oligoceno.

Pórfidos dacíticos (P^{Dc}): Afloran en el Sureste de la zona de estudio, de Norte a Sur se observan los pórfidos de El Charro, Pacococha y San Clemente. Se trata de pórfidos holocristalinos de color blanco caolinizados, son de composición dacítica. La roca se encuentra compuesta de un alto porcentaje de feldespatos. Estos cuerpos se encuentran intruyendo a las rocas de la Unidad Alao-Paute y a los volcanosedimentos Nonadel. La edad fue definida con base en la afectación a las rocas eocénicas, por tanto, se las asigna al Oligoceno.

Pórfidos andesíticos (P^A): En el centro de la Diorita El Descanso se encuentran cuerpos subvolcánicos de alto nivel, conformando el cerro Curiurcu y la loma Parcahuaycu. Se trata de pórfidos de composición andesítica con fenocristales de hornblenda.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

En la zona de estudio la geología estructural está restringida a la formación de la cuenca sedimentaria de Cuenca al occidente, a la formación de la cuenca de Quingeo en la parte central y las suturas regionales que dividen las unidades litotectónicas de la Cordillera Real ubicadas en el lado oriental de la zona.

Las principales fallas presentan una tendencia de rumbo Noreste. Se determinó que las fallas corresponden a ramales de sistemas regionales que de Oeste a Este son:

Un ramal de la falla Déleg que atraviesa por el margen Sur del aluvial del río Tomebamba con rumbo aproximado N45°E, la configuración es de una falla subvertical con un ligero buzamiento hacia el Sureste. Esta falla constituye un límite importante separando franjas con estados de deformación diferente.

La falla El Laurel presenta un rumbo medido en el sector de El Laurel de N45°E con una inclinación de 80° al Sureste, donde se observó cizallamiento en las rocas de la Formación Yunguilla.

La falla Santa Ana-Tahual, definida por Steinmann (1997), responsable del cabalgamiento de la Formación Yunguilla del Cretácico sobre los sedimentos de la Formación Quingeo del Eoceno; en la zona de estudio la falla fue observada panorámicamente desde el sector de Santa Bárbara, donde se aprecia que la Formación Yunguilla cabalga sobre las rocas sedimentarias de la Formación Quingeo, se trata de una falla de cinemática inversa. La falla fue medida al Suroeste del sector de Lulcay, donde se la encuentra con mayor inclinación, con rumbo N13°E y buzando 86° al Noroeste.

La falla San Antonio definida por Litherland y otros (1994), es considerada una falla de basamento que separa las unidades Maguazo y Alao-Paute. En la zona de estudio fue observada en el sector de Huayrapungu con rumbo medido de N40°E y buzamiento de 70° al Noroeste, se encuentra afectando con cizallamiento a los volcanosedimentos de la Unidad Huayrapungu, donde se observó alineación de los minerales, además es el contacto de esta unidad con pizarras de la Unidad Maguazo. Al Norte forma un ramal que se alinea con la quebrada Mishquiyacu y representa el contacto tectónico entre las unidades Maguazo al Oeste y Alao-Paute al Este. Otro ramal con rumbo aproximado Norte-Sur se encuentra al sur afectando a las unidades volcánicas y volcanosedimentarias del Cenozoico.

La falla Maintur observada en este trabajo como el límite estructural oriental de la cuenca de Quingeo, fue medida en puntos desde Malpata hasta Tutcoloma con rumbos entre N20°E a N50°E y buzamientos entre 50° a 80° al Sureste. Esta falla es el contacto entre las rocas volcánicas de la Formación Chinchín con las metamórficas de la Unidad Alao-Paute, con base en las medidas estructurales se trataría de una falla de cinemática inversa.

La falla Gualaceo en el sector de estudio se alinea con el río Gualaceo, afecta a los depósitos lacustres de la Unidad Gualaceo que inclina la estratificación a 30°. En el sector de Toral Puente forma lomas alineadas con rumbo Noreste. Esta falla es el contacto entre las unidades volcanosedimentarias Nonadel y Altar Urcu.

Otras fallas de menor extensión de rumbo Noroeste a Este-Oeste fueron identificadas, las más importantes, en el sinclinal de Cochas, que en observaciones panorámicas se aprecia el salto del eje del pliegue y en el sector de Parquiloma, la morfología indica la existencia de una falla afectando al intrusivo diorítico El Descanso.

Los principales plegamientos se observan en todas las series de relleno de la cuenca de Cuenca, entre las fallas del ramal de Déleg y la falla El Laurel, se trata del anticlinal de Paccha y del sinclinal de Cochas, con ejes de dirección noreste. Otro sinclinal se encuentra en el sector Filo de Tasqui desarrollado en la Formación Yunguilla.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Durante el levantamiento geológico de campo se encontró una leve mineralización de sulfuros al Este del sector de Uzhupud, en las meta-andesitas de la Unidad Alao-Paute, otro sitio donde existe leve mineralización de sulfuros es en el sector de Nushuqui, en las metaturbiditas de la Unidad Maguazo y en el sector de San Juan Pamba, en este último se puede afirmar que la mineralización estaría relacionada al pórfido andesítico de San Juan Pamba. En lo referente a las alteraciones, se observó cloritización en el sector de Ushahuaycu, en los volcanosedimentos de Huayrapungu. Alteración argílica intermedia se encontró en el sector de Pircapamba, en brechas andesíticas de la Formación Chinchín, argilización se observó en rocas de la Unidad Alao-Paute y en rocas de la Formación Tarqui al Sureste de la zona de estudio.

Propilitización se encontró en el sector de Sunillana en brechas de la Formación Chinchín. Silicificación existe en los halos de las rocas que son afectados por los cuerpos subvolcánicos de alto nivel de San Clemente, Pacocucha, El Charro y el intrusivo de Uzhar, en el sector del cerro Curiurcu existe silicificación de la Diorita El Descanso debido a la afectación del pórfido de Curiurcu.

Como indicios de no metálicos en los trabajos de campo se encontraron rocas calizas dentro de la Formación Yunguilla, sin embargo, están en un bajo porcentaje en la intercalación entre las argilitas y lutitas. En la loma de San Clemente se encontró caolinización de los feldespatos del pórfido de San Clemente, donde Cerámica Andina en el sector de Guiñadel tenía una mina de explotación de feldespatos, actualmente cerrada.

Los materiales de construcción en el área de estudio son utilizados principalmente como base y sub-base para la construcción de caminos y carreteras, estos materiales son extraídos de una cantera que dejó el deslizamiento de la Josefina, ubicada en la loma Parquiloma. También se extrae arena para construcción en las terrazas del río Paute, formadas sobre la Diorita El Descanso.

HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica en la zona de estudio empieza con las unidades Maguazo y Alao-Paute del Jurásico, continúa con la formación de la cuenca de Quingeo del Eoceno y finalmente la formación de la cuenca de Cuenca con sus series sedimentarias del Mioceno. El volcanismo definido por varios estudios en esta zona data desde el Eoceno hasta el Mio-Plioceno.

En el Jurásico Tardío a Cretácico Temprano se origina la acreción colisión de terrenos de origen oceánico, conformados por metavolcánicos de afinidad de arco de islas (Unidad Alao-Paute) y secuencias sedimentarias de antearco (Unidad Maguazo) y al Oeste de la sutura Peltetec tuvo lugar el emplazamiento de la División Guamote (Aspden y Litherland, 1992).

En la interpretación geotectónica de la División Alao, se indica que los basaltos y sedimentos pueden representar la parte superior de la corteza oceánica, la dolerita los niveles medios, las rocas plutónicas cámaras magmáticas subcorticales, otras rocas pueden representar alteración y deformación a lo largo de las zonas cizalladas dentro del mélange, así la unidad Peltetec ha sido interpretada como una sutura de colisión fundamental, las unidades jurásicas medias superiores de Maguazo y Alao-Paute han sido interpretadas como fajas de antearco y arco de isla respectivamente y junto con la Unidad Peltetec, forman un terreno oceánico intercalado entre la falla Peltetec y el Frente Baños (INEMIN y Misión Británica, 1990).

Posiblemente en el Eoceno, después de la acreción del Terreno Alao se produce el levantamiento a manera de un "pop up" de la Formación Yunguilla a través de las fallas de Santa Ana-Tahual y falla El Laurel en un sistema compresivo. En esta misma época, hacia la parte oriental del levantamiento de Yunguilla se debió formar la cuenca de Quingeo rellenada en un inicio por el volcanismo de Chinchín y los volcanosedimentos de Altar Urcu y Nonadel y finalmente los sedimentos de la Formación Quingeo. Hacia la parte occidental del surgimiento de la Formación Yunguilla, se formó la cuenca de Cuenca con un basamento volcánico del Oligoceno y en el Mioceno rellenada por series sedimentarias.

El dominio geológico de la cuenca de Cuenca ha sido bien estudiado, se ha realizado investigaciones por varios autores. Su evolución geodinámica se confluye a la época del Mioceno Temprano donde los esfuerzos tectónicos extensivos Este-Oeste resultaron en la formación de cuencas intramontañosas, a partir de este punto se cuenta con varios esquemas geodinámicos principales para el Mioceno-Plioceno (Noblet y otros, 1998; Steinmann, 1997; Hungerbühler y otros, 2002).

REFERENCIAS

ASPDEN J. & LITHERLAND M. (1992) The geology and Mesozoic colisional history of the Cordillera Real, Ecuador. Tectonophysics 205.

DUNKLEY P. & GAIBOR A. (1997) Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 2°00' and 3°00'. CODIGEM-BGS.

ERAZO M. (1957) Apuntes sobre la geología y estructura del valle de cuenca. Anuales de la Universidad de Cuenca. Instituto Ecuatoriano de Minería (INEMIN) y Misión Británica 1990. La geología y potencial mineral de la Cordillera Real: Un resumen de los resultados del proyecto Geológico Cordillera real, 1986-1990.

LITHERLAND M., ASPDEN J. & JEMIELITA R. (1994) The Metamorphic Belts of Ecuador. Keyworth. Nottingham. British Geological Survey.

NOBLET C., LAVENU A. & SCHNEIDER F. (1988) Étude géodynamique d'un basin intramontagneux tertiaire sur décrochements dans les Andes du sud de l'Equateur: L'ex ample de basin de Cuenca: Géodynamique.

HUNGERBÜHLER D., STEINMANN M., WINKLER W., SEWARD D., EGÜEZ A., PETERSON D., HELG U. & HAMMER C. (2002) Neogene stratigraphy and Andean geodynamic of southern Ecuador. Earth Sci. Rew.

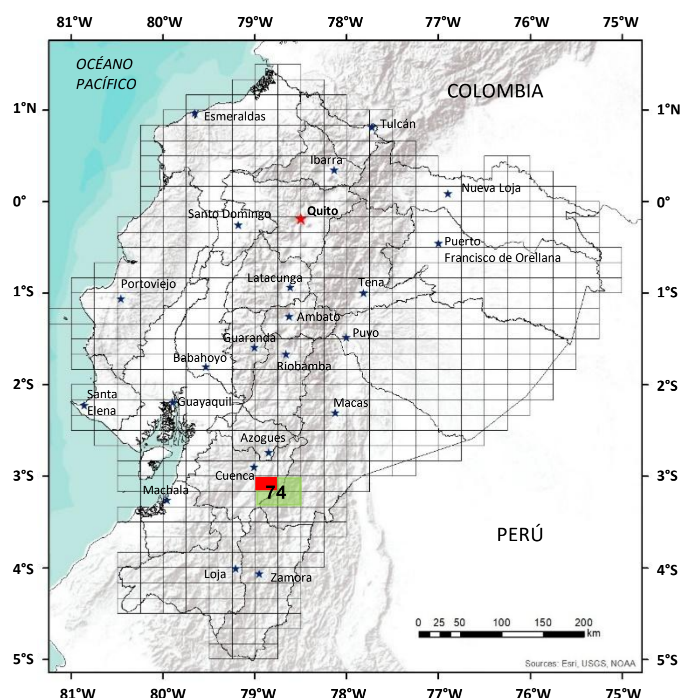
SIGAL J. (1968) Estratigrafía micropaleontológica del Ecuador, datos anteriores y nuevos. Institut Français du Pétrole. Servicio Nacional de Geología y Minería, Quito. Informe no publicado.

STEINMANN M. (1997) The Cuenca Basin of Southern Ecuador: tectonosedimentary history and the Tertiary Andean Evolution. PhD. Thesis ETH Zurich.

THALMANN H. (1946) Micropaleontology of Miocene Progreso Formation, Southwestern Ecuador: Bull. Geol. S oc. Am. v. 57.

PROGRAMA DE LAS NACIONES UNIDAS PARA EL DESARROLLO (PNUD) (1969) Survey of Metallic and Non-metallic Minerals. Technical report Nº 1. Coal Investigation (Operation N° 1 Cuenca-Biblián and Loja).

INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIÓN GEOLÓGICO MINERO METALÚRGICO (INIGEMM) (2017) Hoja geológica Sigsig escala 1:100000. Quito.



HOJA GEOLÓGICA-A1 (74NW)
SIGSIG (2009)

INTRODUCCIÓN

El área que cubre la Hoja Sigsig (74NW) escala 1:50000, es parte de la provincia del Azuay en la sierra austral de los Andes ecuatorianos, el extremo oriental de esta Hoja abarca el flanco occidental de la Cordillera Real. La ciudad más importante es Sigsig entre otras poblaciones tenemos: San Bartolomé, Quingeo, San José de Raranga, Ludo y caseríos menores, que están conectados por una red de carreteros de segundo orden que permiten el acceso a las zonas occidental y central, más no así a la región oriental.

GEOLOGÍA

Formaciones sedimentarias y volcánicas muy potentes del Terciario y Cuaternario, ocupan el Oeste y centro de la Hoja y descansan, en ocasiones, discordantemente sobre rocas sedimentarias marinas del Cretácico Superior.

En el Este, en la Cordillera Real, la geología se caracteriza por secuencias metamórficas que van del Paleozoico (?) al Mesozoico, intruidas por plutones que se consideran de anatexia de probable edad (?)Triásica-Jurásica.

Subdivisión Alao-Paute (J_{A-P}) (Jurásico? Superior): La subdivisión Alao-Paute, considerada trasarco volcánico andesítico, pertenece a la división Alao, (Litherland M. et al., 1990) y como tal es parte de una extensa faja de milonitas de 5-7km de ancho, con fuerte inclinación, consistente de rocas y esquistos verdes andesíticos, masivas a cizalladas, respectivamente, cuya mineralogía principal es de facies de esquistos verdes que contienen clorita + albita + cuarzo + epidota ± biotita ± actinolita (Litherland M. et al., 1990); junto, pero en menor proporción, a meta-aglomerados, metatobas, y metasedimentos pelíticos y grafitosos; todos de bajo grado metamórfico limitando al Este por el “Frente Baños”, el mismo que se admite como una zona tectónica que define el límite oriental de la subdivisión Alao-Paute de la propiamente Cordillera Real y que se reconoce como el paso o cambio de rocas verdes del tipo Alao-Paute a rocas de tipo metagranito con cuarzo azul (Litherland M., 1987) y conocidas como Conjunto Tres Lagunas (Kennerley B., 1973).

Las meta-andesitas que en esta Hoja forman parte de la subdivisión Alao-Paute, fueron previamente determinadas por Sheppard y Bushnell (1933); Bristow (1973) y Herbert (1977) e incluidas dentro del grupo Paute de Baldock (1982).

Estas rocas se reconocieron desde el sector de Delegsol (al límite Norte fuera de la Hoja), pasando por la Quebrada Osococha (490-680), hacia el Sur. Aquí afloran meta-andesitas masivas de color verde característico, con clivaje poco desarrollado y esquistos verdes, cuya inclinación de foliación es vertical; al Oeste con rumbos andinos y es este tipo de litología la que se relaciona con zonas de cizallamiento. Se observaron también finas vetillas y fracturas rellenas de calcita.

En el margen Suroeste del Río Shio, por debajo del coluvial en que se asienta la población de Güel, afloran meta-tobas y filitas verdes que continúan al Suroeste de Sigsig hacia todo el margen occidental del Río Santa Bárbara, como se observan en el sector de Cuscotingo (448-607) donde afloran meta-tobas y filitas verdes con clivajes bien desarrollados.

Al Sur de Sigsig, a lo largo del flanco oriental del Río Santa Bárbara, estas rocas están bien expuestas. Se presentan milonitizadas con rumbos N40°E, con fuerte inclinación, donde la fábrica milonítica corresponde a S2.

Metasedimentos afloran en el sector entre Tambor Loma (492-666) y Loma Celel constituidas por filitas obscuras y que se prolongan también al Suroeste para continuar al margen Sur de Principal; así en el puente sobre el Río Shio (496-657), filitas grafitosas con clivaje bien desarrollado están bien expuestas.

Varios intrusivos que cortan la División Alao han sido datados por el método K-Ar. Así la edad de la granodiorita Magtayán (Kennerley, 1980) está en el rango de 70-80 Ma., pero quizás mejor se ajustan las edades de las filitas de la división que han sido datadas, también por K-Ar en 90 Ma (Kennerley, 1980) y las andesitas en 100-140Ma, considerándose todas estas edades como mínimas ya que las determinaciones de las edades radiométricas obtenidas de la subdivisión Alao-Paute no son consideradas confiables debido al contenido muy bajo de potasio en los minerales separados.

Muestras de bloques, del Río Jadán (Valle del Paute), de filitas calcáreas y cherts de la subdivisión Maguazo también de la división Alao, han registrado palinoflora de edad Callovian-Oxfordian (156-168 Ma), en particular *Tubotuberella eisenackii* que contiene además acritarcos retrabajados del Ordovícico Inferior (Riding J. B., 1988).

Subdivisión Granítica Tres Lagunas (TrL) (Jurásico Inferior-Triásico Superior): Estas rocas fueron reconocidas por primera vez por Kennerley et al. (1973), en el cuerpo Tres Lagunas, cerca de Saraguro Provincia de Loja, cuyos afloramientos y relaciones de campo se encuentran bien expuestos; tomando el nombre de esa localidad y en esta Hoja en el área de la mina Peggy (474-575) (Harrington J., 1957).

El conjunto Tres Lagunas es parte de la división Loja y consiste típicamente de granito, granodiorita con biotita, es foliado posee megacristales de feldespato potásico gris azulado, los cuales tienen forma de ojos que se conocen como "granitos augen", contiene además cuarzo azul, por lo que se denomina como cadena de metagranitos de cuarzo azul (Litherland, 1987) dentro de cuyos granos se observan desarrollados microcizallamientos.

Al Sur la serie consiste de rocas Plutónicas y metaplutónicas, cuyo límite oriental intruye y está confinada por el extremo occidental de la división Loja, pero el límite occidental, es menos definido a causa de la enorme cobertura de secuencias volcánicas jóvenes. Sin embargo, en el área al Sureste de Sigsig, la presencia de estas rocas está marcada por cambios litológicos con aumento de grado de metamorfismo y la aparición de granitoides de cuarzo azul que coincide con la desaparición al Oeste de las rocas verdes y metasedimentos relacionados con la subdivisión Alao-Paute, esto es a lo largo del Frente Baños.

En el área al Sureste de Sigsig la mineralogía presenta las características de granito tipo "S"; las evidencias de campo indican que ellos contienen xenolitos sedimentarios y volcánicos que sugiere representan anatexitas, el metamorfismo en general se asume como resultado de procesos de anatexis de rocas de la corteza para generar magmas graníticos que se formaron como resultado de un episodio de colisión de edad desconocida.

El conjunto Tres Lagunas, normalmente es intensamente deformado y se caracteriza por gneises, porfidoblásticos, esquistos y semiesquistos.

En el sector de la Quebrada Reote (472-585) se observan intrusivos silícicos, brechas y/o diques muy probablemente relacionados con la Formación Tarqui que cortan a granitoides gnéisicos. En las inmediaciones de la Mina Peggy se presentan granitoides foliados que contienen cuarzo azul y megacristales de feldespato-potásico y continúan con dirección Suroeste pasando por el Río Boladel. Generalmente son lentes de granito gnéisico poco deformado, cuya foliación se inclina hacia el Oeste, variando de moderada a fuerte.

En lámina delgada el cuarzo contiene agujas de rutilo, la mayoría de las muestras contienen granate en forma de granos euhedrales y en algunas de las variedades ricas en moscovita, se ha identificado cordierita (Fortey N. J., 1990 en Litherland et al., 1990). La composición parece restringida variando de granito a granodiorita sin hornblenda y la principal fase máfica consiste en biotita; también es común la moscovita como alteración sericítica de plagioclasa o cristales aislados.

La edad es incierta, varios intentos se han realizado para datar la subdivisión, pero ninguno de los métodos empleados K-Ar; Rb-Sr (roca total) y Sm-Nd (granate), ha logrado ser exitoso. Un solo isócrono de Sm-Nd (granate) dio una edad de 257 ± 125 Ma y dos Rb-Sr "errorchron" de roca total de la cuenca de Malacatus y del área de Tres Lagunas (al Este de Saraguro), dieron edades de 194 ± 50 Ma (MSWD: 49.5) y 189 ± 43 Ma (MSWD: 289.1), y los datos combinados de Rb-Sr de 18 puntos, dan una edad de "errorchron" de 200 ± 12 Ma (MSWD: 169.1) cuya interpretación, sin ser determinante sugiere que la subdivisión Tres Lagunas puede ser de edad Jurásica Inferior/Triásica Superior).

Subdivisión Semipelítica Chigüinda (Pzc) (?Devónico): Anteriormente esta fue referida como la División Semipelítica de Loja. Comprende una gruesa secuencia monótona de cuarcitas de bajo grado, obscuras, generalmente impuras y de grano medio a fino, metalimolitas, filitas grafíticas, pizarras y ocasionalmente metagrauvacas (Litherland M. et al., 1988); también incluye horizontes verdes pálido, probablemente tobáceos, forma una faja de 10-30km desde la frontera Sur hacia el Norte hasta la región de Gualaceo-Limón, siendo esta faja huésped del granito Tres Lagunas.

Las rocas pelíticas y semipelíticas en algunos lugares contienen moscovita y/o biotita, además de sericita y clorita se observa granate. Estas rocas generalmente exhiben un clivaje fuerte vertical relacionado a pliegues D2 de rumbo andino "Z" menores, de dirección Norte, sugiriendo un transporte tectónico total hacia el Este.

En la Hoja Sigsig es notorio en cambio en la litología hacia el Este del sector (475-555), Cerro El Calvario, en camino hacia Laguna de Ayllón, la presencia de pelitas y cuarcitas impuras de grano fino que se extienden hacia el Este con bien desarrollada esquistosidad e inclinación de moderada a fuerte y constante al Oeste, seguidos al Este de filitas negras grafitosas con marcado clivaje penetrativo. De las observaciones de campo, en algunas secuencias se observa que aún se preservan los planos de estratificación, pero no así las estructuras sedimentarias.

En el sector (490-545) arriba de la Quebrada Oscura, ocurren plegamientos tipo nappe, y probablemente plegamientos recumbentes y/o sobrecorrimiento pueden suceder en escala mayor.

La edad de la subdivisión Chigüinda es desconocida; pero en el área alrededor de la Paz (Yacuambí), las rocas son intruidas y metamorfizadas (presencia de hornfels), por los plutones que pertenecen a la secuencia Volcano-Plutónica Subandina, la que se cree que es de edad predominantemente Jurásica.

Kennerley J. B. (1973) consideró que las semipelitas de la hoy Subdivisión Chigüinda eran de edad Paleozoica, en base a la supuesta continuidad con las rocas metamórficas del Perú suprayacidas por sedimentos Jurásicos (Gerth H., 1955).

Formación Yunguilla (KPcy) (Cretáceo Superior, Maestrichtiense): Esta Formación se caracteriza por una secuencia de sedimentos marinos bien estratificados y expuestos por varios kilómetros.

Aquí en esta Hoja es característica la presencia de argilitas, lutitas y grauvacas bien estratificadas, las primeras varían en color de café parduscas a violáceas y negras. Una fuerte meteorización cambia el color original por otros matices de óxidos de hierro y óxidos de manganeso, y en las partes altas especialmente en contacto con rocas ácidas se presenta descolorida, enmascarando su litología. Además, existen niveles silicificados, así como concreciones carbonatadas.

Es característica de esta Formación una estratificación fina, pero en el área al Este de Cumbe, en los sectores de Sancapac (230-590) y la Quesería (230-580) se observa una sedimentación caracterizada por capas de 10-20 a 30cm de potencia de limolitas y argilitas.

También en varios lugares, como en la Quebrada Chili Fruta (240-640), se identificaron niveles intercalados de grauvacas y conglomerados que en potencia varían de 1 a 5cm y más. Están constituidos de clastos de cuarzo de veta, chert, metamórficos subredondeados y redondeados, que quizás indiquen un cambio en la orogenia durante la sedimentación.

Por equivalencia se podría asociar esta parte con el Grupo Inferior de la Formación, presente más al Norte de esta área (Sigal, 1968; Savoyat y otros, 1970 a presencia *Sphenodiscus peruvianus*…), pero los moluscos (determinaciones de R. J. Cleevely y N. Morris, British Museum, Natural History), incluyen: *Rhinotamides* sp., *Cimoliocentrum* sp., entre otros y una amonita no identificada sugieren el Maestrichtiense Alto o (?) Daniano. Una potencia arriba de 1000m es fácilmente aceptable para la Formación.

Formación Saraguro (Ovs) (?Eoceno): Está representada por una sucesión volcánica de piroclastos, aglomerados andesíticos y lavas andesíticas y riolíticas.

En el área al Este de Cumbe varios cuerpos aislados, como por ejemplo los Cerros de Pillanchiquir y Gulashí, se presentan como claros rasgos positivos sobresaliendo en el terreno a manera de stock y un neck que han quedado al descubierto probablemente por acción de la erosión. El estudio petrográfico de una muestra tomada en el punto (244-554) presenta plagioclasa en cristales tabulares con material vítreo en sus bordes, hiperstena en cristales fracturados y augita, también fracturada, con inclusiones de minerales opacos, en una matriz de microlitos de plagioclasa en intercrecimiento, con vidrio volcánico y que se asumen como andesita piroxénicas.

Aquí la Formación Saraguro sobreyace y quizás probablemente corta a la Formación Yunguilla y a su vez estén sobrepuestas por la Formación Tarqui. Su espesor es del orden de los 1000 metros y la base no ha sido observada en esta Hoja.

Una edad neógena (Kennerley J. B., 1973) ubicada al Este de la de Sigsig fue asumida como del Eoceno (Paleógeno). En todo caso, por su edad radiométrica determinada en 26 millones de años (Snelling, 1974- después de Bristow R. C., 1977), correspondería al límite Oligoceno-Mioceno.

Formación Biblián (M_B) (?Mioceno Inferior): Aflora en forma extensa en capas bien desarrolladas que se observan desde el sector de Pucagallo (280-590), pasando por Garaushi (295-622) y a todo lo largo del margen Oeste del Río Quingeo, hacia el Norte hasta la Hoja Gualaceo.

La Formación corresponde a un gran conjunto de ambiente continental, cuya litología característica predominante es de arcillas arenáceas y areniscas tobáceas gruesas de color rojo chocolate, cuyos estratos buzan monoclinalmente al Oeste y regionalmente descansa en marcada discordancia angular sobre la Formación Yunguilla.

En el sector Runa Macas (285-658) al Suroeste de la población de Quingeo, y hacia el Sur afloran capas de areniscas tobáceas abigarradas gruesas y conglomerados guijarrosos que aquí son más potentes y extensos, de variados colores, principalmente gris claro, verde amarillento y café que es menos común, con alternancia de arcillas rojo púrpura. El tamaño de los clastos va desde areniscas gruesas hasta conglomerados de guijarros de 5 a 10cm de diámetro, bien redondeados, provenientes de tobas, lutitas silicificadas y rocas metamórficas con abundante chert y cuarzo lechoso.

En la quebrada del Río Garaushi (295-641) afloran areniscas gruesas que también presentan estratificación cruzada y que en el sector Rodeo (295-615), pasan hacia arriba a arcillas intercaladas con conglomerados y tobas finas.

En el punto (288-660) se encontró restos de un árbol fosilizado cuya edad radiométrica no ha sido aún determinada.

La base no está expuesta, pero en la bajada de Dishi (332-715) en la Hoja de Gualaceo, la presencia de conglomerados gruesos, mayormente de chert, metamórficos y abundante cuarzo de veta hacen suponer la proximidad de la base.

La falta de estudios de la microfauna no ha permitido aportar mayor precisión. De una edad basada en *Sheppardiconcha bibliana* y *Ecuadorea bibliana* (Marshall y Bowles; Hoja de Gualaceo; Bristow C. R. y Guevera S.)

Formación Nabón (MPlA) (Pleistoceno): La Formación toma su nombre del pueblo de Nabón (Randel R. P. y Lozada. T. F., 1973), y se admite que yace discordantemente sobre la Formación Saraguro sobrepuesta a su vez la Formación Tarqui.

Consta de tres Miembros: uno basal de tobas estratificadas, un Miembro Medio de sedimentos y un Miembro Superior de tobas y aglomerados.

A las tobas estratificadas basales: caracterizadas por tobas de grano fino con capas de lapilli, se agrupan aquellos sedimentos estratificados bien definidos que están en el sector de Yantahuaicu (235-505) y Urpiyachana (310-520). Aquí los sedimentos se presentan como secuencias bien estratificadas alternantes de finos piroclastos, arenisca volcánica, lapilli y tobas en capas centimétricas a decimétricas, medianamente compactadas, que varían de colores de gris-blanquecino a amarillo pardusco.

Al centro del área, en el sector de Murquin y Loma Petaquillas (360-600) y a lo largo de la Quebrada Malatacta (370-610) se separaron secuencias de tobas estratificadas bien definidas y de areniscas volcánicas intercaladas con lapilli de colores gris y café que pasan a blanco y que también están horizontales y subhorizontales ligeramente inclinados al Oeste

Pero al Noreste en el sector de Chopshi (440-648), niveles de aglomerados finos no muy potentes se hallan intercalados con finos sedimentos, piroclastos y tobas finas.

Una potencia de 330 metros se da para el área tipo de Nabón. Una transición hacia arriba parece existir con la Formación Tarqui, como se podría admitir en el extremo Norte en el sector de Cruz Loma (420-670), a Charon (410-610) en ese caso una edad Pleistocénica podría asumirse.

Formación Tarqui (P_T) (Pleistoceno Superior): Se encuentra recubriendo extensas áreas al Sur del paralelo 2°S hasta 3°40'S, con un ancho máximo de 100km y su nombre ha sido tomado del pueblo Tarqui (188-670). La Formación es masiva en su parte superior. Mayormente caracterizada por secuencias piroclásticas, brechas, tobas y aglomerados riolíticos y andesíticos, las lavas constituyen un porcentaje menor.

La secuencia volcánica Tarqui en muchos lugares por meteorización, muy extendida, se ha convertido en caolín, también una fuerte silicificación con presencia de jaspes de variados colores se observó en el sector Rodeo (288-518).

Los piroclastos, brechas y aglomerados en ocasiones en el sector de Rumipamba (330-650) son secuenciales y están buzando al Oeste.

Los estudios petrográficos de lavas de diferentes puntos (350-580), (363-585), (384-616) en sección delgada presentan plagioclasas de cristales tabulares muy distintivos, augita e hiperstena con cristales mayores de 7mm de largo, algunas muestras contienen olivino designándose a estas lavas como andesitas piroxénicas.

Se observaron sedimentos interestratificados en varios lugares, que probablemente estén en la parte inferior, estos van gradualmente de arenas a piroclastos finos, que en ocasiones cuando el grado de deforestación y erosión es avanzada, estos niveles originan tierras malas como en el sector de Totorillas (234-665).

Al Norte de Cushicruz (300-500), al tope de los sedimentos Nabón en volcánicos fuertemente meteorizados se observó cristales libres de cuarzo (Beta) bipiramidal.

La potencia en el área puede sobrepasar la calculada por Goossens P. (1972) de 1000 metros, Bristow C. R. da un espesor máximo de 1200 metros.

En la base de la Formación (camino a Gualaquiza) se encuentran ramas y troncos de árboles cuya edad radiométrica, obtenida de la madera dio 24900 ± 1200 años A.P. (U.N.D.P., 1969, p. 22), otra edad de C-14 de madera, tomada en la base de la Formación cerca de San Miguel (407-904), fue de 34300 ± 1950 años A.P. (U.N.D.P., 1972d, p. 13).

DEPÓSITOS SUPERFICIALES (Holoceno)

Depósitos Glaciales (dg): Fueron observados arriba de la cota de los 3000 metros y en varios lugares, así en el sector del Sureste de Güel, Quebrada Mesaloma (496-634) donde los materiales de depósitos acarreados por la acción fluvio-glacial se confunden y asocian con los de derrumbe, así en el sector al Este de Puebloviejo (490-625). Otros menores se observaron en Laguna Pamba (380-520), Siranchuglla (390-530), etc.

Coluviales (c): En varios lugares se han separado considerables áreas de depósitos antiguos, de base de pendiente, constituidos por materiales gruesos y finos que han sufrido escaso transporte y que se supone fueron acarreados por deslizamiento en seco y/o ayudados por acción del agua.

Terrazas (t): Se delimitaron terrazas de granulometría y litologías variadas. No se han separado niveles, pero ellas son potentes, secuenciales y su producto se puede considerar fluvio-glacial.

Derrumbes: Perceptibles deslizamientos de talud abajo o caída, de relativas masas de material de tierra, rocas o ambos, de actividad reciente y que son en magnitud de menor tamaño, han sido separados en diversos lugares. En ocasiones se nota que fueron ayudados por las crecientes estacionales.

Aluviales: A lo largo de los bancos y lugares de los ríos mayores como El Quingeo y El Bolo, se separaron arenas y otros materiales gruesos aluviales, al igual que en el Río Santa Bárbara en su cauce medio.

HISTORIA GEOLÓGICA Y TECTÓNICA

Durante el Paleozoico el cratón amazónico sirvió de sustrato para la acumulación de depósitos de plataforma y en tiempos Triásicos Superiores se asume fue desarrollada una cuenca volcánica de Rift, la que en tiempos jurásicos inferiores a medios fue intruida por una asociación volcano-plutónica, calco-alcalina (División Zamora). Al Este se depositaron las calizas de la plataforma Santiago y al Oeste una cadena magmática calco-alcalina (División Salado, con la secuencia de tipo arco de islas Upano).

Más hacia el Oeste encontramos la División Loja, limitada a lo largo del Frente de Baños por un terreno oceánico de edad jurásico medio que contiene el arco de islas Alao-Paute y la sutura oceánica Peltetec.

El cierre por el Oeste de este océano con la acreción de la placa Chaucha (Aspden J. et al., 1988) y el sobrecorrimiento con dirección al Oeste de la División Guamote de sedimentos molásicos, probablemente marca el principal evento tectonometamórfico del Jurásico Superior-Cretácico Inferior de la Cordillera, acompañado de un apilamiento de corrimiento de unidades hacia el Oriente, al Este de la falla Peltetec. Se ha propuesto (Litherland M. et al., 1990) un modelo de colisión Peltetec del Jurásico Superior como resultado de la fricción entre las placas Chaucha-Arenillas y Sudamérica. Sin embargo, ha sido planteada la hipótesis de que durante el Triásico Superior el Rift antes propuesto fue abierto de tal manera que el granito Tres Lagunas tipo “S” fue emplazado en rocas más antiguas de la División Loja (Subdivisiones Agoyán y Chigüinda).

Depositación de rocas volcánicas que actúan como basamento y reconocida como Formación Macuchi que no aflora en esta Hoja, empezó en el Cretáceo. Posteriormente, una transgresión marina aconteció en tiempos del Maestrichtiense, que dio lugar a la depositación de sedimentos tipo flysch de la Formación Yunguilla, la que terminó al final del Cretáceo con la Orogenia Laramídica, que levantando las zonas andinas formó y también dejó las depresiones falladas interandinas.

La erosión tomó su lugar y posteriormente la activación volcánica depositó la Formación Saraguro en el Eoceno-Oligoceno.

En tiempos mio-pliocénicos, hacia el Sur los valles y depresiones fueron rellenados por la erosión de las Formaciones preexistentes y formaron el Grupo Ayancay (que no está presente en el área) y que por acción de los levantamientos ocurridos durante la Orogenia Cascadiana (final del Terciario), fueron también erosionados.

Por el contrario, al Norte, el margen Este de la cuenca de Cuenca durante el Mioceno Inferior y en adelante una depositación continental-deltaica acumuló y dejó como resultado varios cientos de metros que ahora están representados por la Formación Biblián.

Durante el Pleistoceno se depositó la Formación Turi. Al mismo tiempo más al Sur de la cuenca sedimentaria de Nabón, actividad volcánica menor depositó los finos piroclastos y aglomerados que se registran en la base y el tope de los Sedimentos Nabón.

Finalmente, se depositaron secuencias masivas del volcanismo fisural Pleistocénico, recubriendo extensas áreas de la zona austral del país y que se reconocen como Formación Tarqui.

La fisiografía actual es el resultado conjunto del último Levantamiento Andino-Pleistocénico junto con los modelados de las glaciaciones que acontecieron en el área.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

El área es promisoria y se conocen varias minas de polimetálicos mayores, así como otras menores de laboreo manual y de pequeña escala, aparte de la mineralización esporádica, localizada en la Formación Tarqui, junto con la explotación a cielo abierto de caolines como en Tinajillas (190-500, Girón) que se extiende hasta el límite con la Hoja Sigsig y otros lugares (268-610), (258-538) y (335-635).

Al Norte en el sector de Tioloma (414-678) se conoce la existencia de travertino y sus reservas son calculables.

En San Bartolomé (383-682) el prospecto de plata del área (Goossens, 1969) se encuentra hoy en marcha.

Para el área los valores geoquímicos de los sedimentos de río son altos para Cu, Zn y Mo, Naciones Unidas estimó que las anomalías estaban relacionadas con las filitas de los metavolcánicos del área (U.N.D.P., 1969).

En la Mina Peggy (474-575), cerrada, se explotaba Au, Cu y Zn.

Los ríos del flanco oriental de la Hoja arrastran oro y los lugareños se dedican al laboreo por el método de la batea. Al Sureste de Sigsig en el sector de Laguna de Ayllón (Hoja de Principal) existen antiguas labores auríferas y otros menores que se indican en el mapa.

Los valores de plata en sedimentos fluviales alcanzan a 4ppm en la parte superior del río Santa Bárbara (Litherland y otros, 1988).

REFERENCIAS

ASPDEN J. A. et al. (1990) Cuarto Informe Anual, Proyecto de Investigación Geológica Cordillera Real, marzo 1990, BGS, UK, INEMIN, Quito-Ecuador.

ASPDEN J. A. et al. (1992) Regional S-type Granites in the Ecuadorian Andes: Possible Remnants of the Breakup of Western Gondwana, Journal of South American Earth Sc., Vol. 6 No. 3.

ASPDEN J. A., HARRISON S. H. & RUNDLE C. C. (1992) New Geochronological Control for the Tectono-Magmatic Evolution of the Metamorphic Basement, Cordillera Real and El Oro Province of Ecuador. Journal of South American Earth Sc., Vol 6, No. 1/2, Great Britain.

ASPDEN J. A. & LITHERLAND M. (1992) Geology and Mesozoic Collisional History of the Cordillera Real, Ecuador, Tectonophysics, Amsterdam.

BRISTOW C. R. & HOFFSTETTER R. (1977) Lexique Stratigraphique International, Vol. V Fase 5 a2 Ecuador, Segunda Edición, Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.

BRISTOW C. R. (1973) Guide to the Geology of Cuenca Basin, Ecuadorian Geological and Geophysical Society. Quito.

GOOSSENS P. J. (1972) An exhalative volcanic Iron sulfide Stratabound Deposit near San Fernando, Azuay, Prov. Ecuador, Econo. Geol., Vol. 67, No. 4, PP. 469-480.

INSTITUTO FRANCÉS DEL PETRÓLEO (1970) Formaciones Sedimentarias de la Sierra Tectónica Andina en el Ecuador. D.G.G.M., Quito.

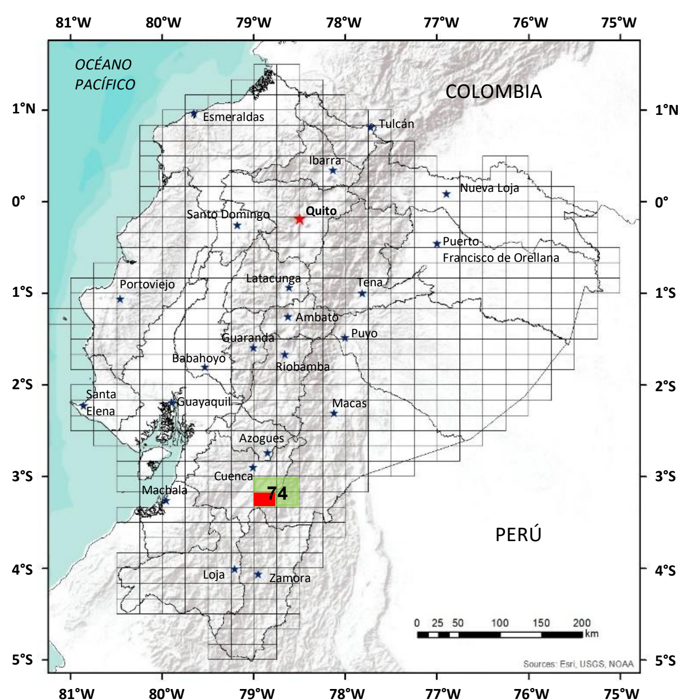
LITHERLAND M. y otros (1988) Segundo Informe Anual, Proyecto de Investigación Geológica Cordillera Real, abril 1988, BGS. UK, INEMIN, Quito-Ecuador.

LITHERLAND M. et al. (1992) La Geología y Potencial Mineral de la Cordillera Real, Ecuador. BGS, UK, INEMIN, Quito-Ecuador.

UNITED NATIONS DEVELOPMENT PROGRAMME (1969a) (Operation 1, Cuenca-Biblián and Loja) Technical Report No. 1. Survey of Metallic and Non-Metallic Minerals U.N.D.P, New York-Quito.

UNITED NATIONS DEVELOPMENT PROGRAMME (1969b) (Operation 3, Cuenca) Technical Report No. 3. Survey of Metallic and Non-Metallic Minerals U.N.D.P, New York-Quito.

UNITED NATIONS DEVELOPMENT PROGRAMME (1969c) Exploration and Preliminary Evaluation of Metallic and Mineral Deposits (Operation 5, Austro) Technical Report No. 5. Survey of Metallic and Non-Metallic Minerals U.N.D.P, New York-Quito.



HOJA GEOLÓGICA-A3 (74SW)
GIMA (2008)

INTRODUCCIÓN

La Hoja geológica No. 74SW, Gima escala 1:50000, está localizada a 60 Km al SE de Cuenca. Cubre zonas de páramo y montaña. Se extiende desde 2.5 Km al Norte de la parroquia Gima (Cantón Sigsig), hasta la Cordillera Tutumashi y río Tushcapa al Sur y desde Granadillos y el Gólgota al Este hasta Paván al Oeste. Ocupa parte de las provincias del Azuay y Morona Santiago al Oeste de la Cordillera Real. Topográficamente cubre la Hoja Gima (1:50000), su altitud varía entre 1660 m.s.n.m. al NE y 3692 m.s.n.m. al SO. El paisaje se caracteriza por lomas alargadas (divisorias de aguas entre microcuencas), con direcciones NO, N-S y NE, y crestas agudas de fuertes pendientes, valles en "V", con pantanos y lagunas en las zonas altas.

El clima y la vegetación están condicionados a la topografía y altitud, predomina el clima frío de páramo con temperaturas de 0° a 15°C, y templado en el E, S y SE de la Hoja. Las estaciones no son marcadas, con lluvias de enero a abril, extendiéndose todo el año con 900 - 1000 mm.

El área posee un alto potencial hídrico. El patrón de drenaje en su orden es dendrítico, circular, paralelo y rectangular. La zona es drenada por los ríos Moya, De Cerro Negro y Boladel hacia el N. Tushcapa, Moriré y Altar hacia el Sur. Sangurima, las quebradas Tres Chorros y San Carlos hacia el E y los ríos León y Charcay al O.

Las vías de acceso al área de estudio son arteriales (Cuenca – Gima, Cuenca – Nabón, Cuenca – Sigsig– Chigüinda), colectoras (Gima – Tambillo - Hornillos; Paván - Shiña – Nabón), caminos de verano y senderos de ingreso a parroquias, caseríos, haciendas y lugares de turismo. La principal fuente económica es la ganadería lechera, seguida de la piscicultura (truchas), artesanía y algo de turismo (paisajes naturales, bosque protector Moya – Molón).

La agricultura es básicamente de subsistencia. La mayor concentración habitacional se localiza en las parroquias Gima y Shiña, en los caseríos Paván, Tacadel, Piñán, y en caseríos de colonos al S y SE de la Hoja, en algunos casos en sectores no aptos para vivienda, sin contar con servicios básicos. En general, el nivel económico de la zona es bajo con un alto porcentaje de emigración.

GEOLOGÍA

La geología de la Hoja Gima, está conformada por Unidades y Formaciones de diferentes litologías y edades que varían desde el Paleozoico hasta el Holoceno. Se caracteriza por un basamento metamórfico aflorante en las zonas oriental y central, intruido por cuerpos granitoides de Tipos "S" e "I", sobreyacidas por productos volcánicos representados por lavas intermedias, volcánicos jóvenes de composición riolítica y productos piroclásticos altamente meteorizados, con pequeños sectores de terrazas (Depósitos aluviales).

LITOESTRATIGRAFÍA

ROCAS METAMÓRFICAS

Constituyen las rocas más viejas de la Hoja Gima, representadas por filitas, esquistos micáceos, gneises, cuarcitas, esquistos verdes y meta-andesitas con dirección de foliación NE y buzamiento al NO. Abarcan un 40 % del área mapeada. Los afloramientos observados están en la parte central y Este de la Hoja, reconociéndose las siguientes unidades:

Unidad Chigüinda (Pz_{Ch}) (Devónico-Pérmico): Litherland et al. (1994). Constituye parte de las series indiferenciadas Zamora de Kennerley (1973), actualmente la Unidad está definida como parte del terreno Continental Loja (Litherland et al., 1994). En la Hoja Gima, la Unidad Chigüinda aflora de N a S en toda la Hoja, de E a O su ancho varía de 4 a 10 Km.

Las mejores exposiciones ocurren en las quebradas profundas de los ríos: Molino (UTM: 741412, 9631172), El Calvario (740190, 9634095), Río Altar (744520, 9631518), Cuyes (743923, 9629055), Curupamba (728700, 9632700) y Sangurima (746429, 9642806).

Comprende una secuencia semipelítica fuertemente plegada, compuesta de filitas negras, esquistos micáceos y cuarcitas de grano fino a medio, con vetas y segregaciones de cuarzo blanco lechoso que varían desde pocos milímetros a más de un metro de potencia (Río Sangurima) y en partes con vetas de calcita, granos diseminados y microvetillas de sulfuros. Microscópicamente, las rocas están compuestas de cuarzo, hornblenda, plagioclasa, granate, biotita, clorita, moscovita, sericita y zoisita.

Los granos de cuarzo se presentan de tres generaciones: **a)** Equidimensionales (grano medio a grueso) con extinción recta o poco ondulante. **b)** Subredondeados, alargados y orientados con extinción ondulante. **c)** Vetillas post metamórficas de granos finos con extinción recta acompañadas de agregados de cristales de moscovita con intercrecimientos de sericita a los lados de las vetillas y rodeando a opacos (sulfuros oxidados).

Algunos granos de cuarzo ocurren con inclusiones de clorita y zoisita. Los anfíboles están acompañados de pocos feldespatos y esporádicos agregados de biotita. El granate se presenta en granos de 2 a 4 mm con inclusiones de cuarzo transformándose a clorita. Los agregados de moscovita y sericita forman finas vetillas paralelas a los granos alargados de cuarzo, aparecen a lo largo de los planos de clivaje de la clorita, en sectores con vetillas de carbonatos de 1 a 5 mm de espesor.

Los accesorios son circón, apatito y opacos anhedrales que bordean granos de granate y están en el clivaje de la clorita y moscovita. La Unidad Chigüinda está afectada por alteraciones hidrotermales con silicificación, y asociaciones de cuarzo – clorita – moscovita y hasta sericita con vetillas de sulfuros.

La foliación mantiene un rumbo de N20°E y buzan al NO con 39-45°. Esta unidad ha sido mapeada con contactos tectónicos, sobresaliendo su asociación cercana con el granitoide Tres Lagunas. En general el metamorfismo de la roca es regional de bajo grado, e incluye sericita y clorita con biotita y granate que estarían atribuidos a efectos de la adyacente unidad intrusiva Tres Lagunas.

Su edad está considerada como Devoniano a Pérmico (Litherland et al, 1994).

La potencia horizontal vista en la Hoja (sin considerar plegamientos) es de 4 a 12 Km. Al S de la Cordillera, esta unidad forma un cinturón de hasta 30 Km de ancho (Litherland et al., 1994). Se asume que la Unidad Chigüinda se deriva de una cuenca intracratónica y se considera igual a las rocas Carboníferas y Devónicas de la Depresión Perú-Bolivia (Laubacher and Megard, 1985, en Litherland et al., 1994).

Unidad Granitoide Tres Lagunas (Tr_{TL}) (Triásico): Litherland et al. (1994). Conocida como Granito Tres Lagunas, es considerada la principal unidad ígnea del terreno Loja, pero ocurren también fuera de él como pequeños bloques tectónicos (Aspden et al., 1992). Se encuentra asociado con las rocas metasedimentarias de las Unidades Chigüinda y Agoyán en toda la Cordillera Real. Sus contactos se infieren como tectónicos (Duque, 2000).

En la Hoja Gima, afloran formando una faja de aproximadamente 15 Km de largo por 7 Km de ancho con una dirección N-NE. Ocurre en sectores como rocas masivas (728186, 9633512, foliación 310/85) y (733410, 9637602, 320/85) y en otros cizallado (743963, 9653833; sur de la Hoja Geológica Sigsig 1:50000).

Litológicamente es muy característico, corresponde a un monzogranito a granito de grano medio a grueso con feldespato alcalino de color gris ahumado y granodioritas con cuarzo- feldespato (feldespato potásico–biotita) y óxidos de hierro. Microscópicamente, contiene feldespato potásico, cuarzo, granate, biotita, clorita, moscovita, sericita.

El feldespato es pertítico y la plagioclasa varía de albita (0-10) a oligoclasa (10-30). Los cristales son tabulares de grano medio >1.5 mm, tanto el feldespato como las plagioclasas están caolinizados y sericitizados. El cuarzo se presenta de tres generaciones: **a)** Cuarzo de grano medio a grueso de 2 a 7 mm limpios con extinción recta y parte con inclusiones de líquidos y gases. **b)** Cuarzo de granos anhedrales con extinción ondulante. **c)** Cuarzo de grano fino en vetillas.

Las plagioclasas son tabulares y algunas están zonadas, con predominio de albita. Moscovita fina y sericita es común, superan a la cantidad de biotita, ocurren como inclusiones y vetillas en los cristales de feldespato y entre los bordes de cuarzo y feldespato. La biotita, ocurre en cristales menores a 15 mm × 5 mm, es de dos generaciones: agregados que forman vetillas con clorita-sericita y cristales perpendiculares que cortan a las vetillas.

El granate se presenta en nidos de micas con textura gnéisica y de esquistos micáceos. Los accesorios son apatito, turmalina y minerales opacos micro granulares, anhedrales y euhedrales relacionados con biotita, moscovita y principalmente clorita.

Análisis de isótopos de Pb en circón han dado una edad de 227.6 ± 3.2 Ma. (S. Noble en Litherland et al., 1994) que corresponde al Triásico Superior Tardío, Carniano. De acuerdo con los criterios de Chappell y White (1974), con base en la mineralogía y a los valores K_2O/Na_2O, este granitoide ha sido clasificado como “tipo-S”. La diversa mineralogía metamórfica hace difícil conciliar todas las variedades dentro de una misma unidad producida por metamorfismo dinámico.

La presencia de sillimanita, cordierita, granate sugiere un metamorfismo regional de alto grado y el amplio rango de edades K-Ar apuntan hacia eventos metamórficos bastante más jóvenes que la intrusión cuya edad está bien definida por la isócrona de Pb (Duque P., 2000).

Unidad Upano (J_{Up}) (Jurásico): Litherland et al. (1994). Unidad perteneciente al Terreno Oceánico Salado. Se considera su presencia en el extremo SE de la Hoja Gima por interpretación de los lineamientos en la imagen satelital en concordancia con los parámetros geológicos medidos en el Río Hondo (740107, 9626618) en el camino entre Ganazhuma – La Florida (Hoja topográfica Amazonas), donde ocurren esquistos sericíticos de coloración verde blanquecino, muy duras, fuertemente magnéticas, con cristales astillosos de anfíboles acompañados de mineralización metálica y óxidos de hierro.

Esta Unidad mantiene una foliación de 35/80, microscópicamente presenta una textura cataclástica, con predominio de anfíboles en cristales alargados (>20 mm × 6 mm) y fracturados, con vetillas de cuarzo <1 mm de espesor entre los bordes de los anfíboles.

Los cuarzos son euhédricos y microgranulares anhédricos con extinción recta y ondulada. Desde este punto hacia el E (fuera de la Hoja Gima) continúan rocas metamórficas verdes andesíticas intercaladas con esquistos pelíticos y vetas de cuarzo-sericita estériles. De acuerdo con Litherland et al., (1994), estas rocas forman un cinturón continuo sobre los 15 Km de ancho a lo largo del flanco Este de la Cordillera Real.

La edad de esta Unidad no ha sido todavía bien establecida. Feininger (1975), aduce que la Unidad Upano y las unidades metamórficas adyacentes son Cretácicas, en tanto que Litherland et al., 1994, consideran a esta Unidad de edad probable Jurásico Inferior o Medio, indicando que la presencia de cuarzo azul clástico podría indicar que se derivan del Granito Tres Lagunas del Triásico Superior.

Unidad El Pan (J_{EP}) (Jurásico): Bristow (1973); Litherland et al. (1994). Ocurre en el extremo SO de la Hoja, observado únicamente en un solo afloramiento en el punto (724827, 9631936) (Pie de Garo), caracterizada por esquistos de color verde claro sobreyaciendo en contacto tectónico al Granitoide Tres Lagunas y sobreyacida por material volcánico de la Formación Tarqui.

Microscópicamente, contiene hornblenda en cristales tabulares fracturados algo orientados con inclusiones de cuarzo, feldespatos anhédricos fracturados, biotita con intercrecimientos de moscovita en los bordes de los anfíboles y granos de cuarzo con extinción ondulante. Como accesorios aparece el circón. Esta Unidad es considerada como una fase volcano sedimentaria metamorfizada perteneciente al terreno Oceánico Alao, e interpretada como una ventana aislada que ocurre al Sur del país cerca de Saraguro (Litherland et al., 1994), caracterizada por los esquistos El Pan de Bristow, (1973).

Regionalmente ocurre como un cinturón elongado de 70 Km de largo por 7 Km de ancho (Litherland et al., 1994). Es interpretada como una secuencia de trasarco del arco de islas oceánico Alao – Paute de edad Jurásica (Litherland et al., 1994 en Duque, 2000).

Formación Yunguilla ($K_{5\text{-}6}Y$) (Cretácico): Thalmann (1946) Aflora fuera de la Hoja en el camino Gima – Cumbe (722848, 9655598), no observada en el sector de estudio, pero interpretada a profundidad en el corte geológico de la Hoja Gima. Es conocida como una secuencia de abanico turbidítico marino de al menos 2000 m de espesor (Duque, 2000).

Se caracteriza por areniscas y franjas de arcillolitas de color marrón-amarillento formando paquetes de más o menos 6m. de potencia en capas de 0.20 a 0.60 m. de espesor con estratificaciones de 85/32; 183/70, infrayacente a la Formación Quingeo.

La edad ha sido datada como (Campaniana?) – Maastrichtiana con base en diversas asociaciones de fósiles (Woods, 1997).

Formación Quingeo (e_2n_1Q) (Eoceno Tardío): Litherland et al. (1994); Hungerbühler y Steinmann (1996). Aflora en el extremo NO de la Hoja (724360, 9649590), ocupando una limitada superficie (1000 m × 500 m), con una potencia a la vista muy pequeña de 4-6 m. Aparentemente sobreyace a la Unidad Yunguilla en contacto transicional (Pratt et al., 1997) y subyace a las rocas volcánicas del Grupo Saraguro. La secuencia se caracteriza por la coloración rojiza e incluye areniscas de grano fino a medio, limolitas y lutitas, con planos de diaclasamiento (30/73 - 70/60) con clastos de material metamórfico esquistoso y láminas milimétricas de lutitas acompañados de manchas de óxidos de hierro.

La edad principalmente de la parte baja de la Formación Quingeo es considerada del Cretácico Superior, probablemente Maastrichtiana (Woods, 1997 en Duque, 2000). Hungerbühler y Steinmann (1996), consideran a esta Formación del Eoceno hasta Oligoceno Temprano, sin embargo, la evolución de la cuenca de Quingeo es asignada dentro de una edad Eoceno- Mioceno Temprano (Steinmann, 1997) y la edad del relleno de la cuenca es considerada del Eoceno Tardío (Steinmann, 1996).

Grupo Saraguro ($e_{8\text{-}9}S$) (Oligoceno): Dunkley y Gaibor (1997). Introducido como Formación Saraguro por Kennerley (1973) y como Grupo Saraguro por Baldock (1982). Estas rocas se extienden desde la Cordillera Occidental hacia el Este disminuyendo su espesor en la misma dirección. Ocupan 10% de la superficie de la Hoja en dos cuerpos.

El Grupo Saraguro de Baldock (1982), es considerado como depósitos dispersos de volcánicos Terciarios, de origen terrestre subaéreo distinguidos bajo una variedad de nombres y edades no bien definidas. Dunkley y Gaibor (1997) redefinen como una secuencia de rocas volcánicas subaéreas, calco-alcalinas, intermedias a ácidas, de edad Eoceno Medio-Tardío a Mioceno Temprano.

Por su composición, las rocas de esta Formación varían de andesíticas a dacíticas, siendo muy común la presencia de rocas riolíticas. Dunkley y Gaibor (1997), reconocen once unidades litológicas dentro de este Grupo. En la Hoja Gima, afloran básicamente rocas de composición riolítica como pertenecientes al Grupo Saraguro indiferenciado, reconociéndose además como parte de este grupo tobas definidas como pertenecientes a la Formación La Paz.

Descansan con discordancia angular sobre las rocas metamórficas Paleozoicas y Mesozoicas de la Cordillera Real. Afloramientos representativos definidos como Saraguro se encuentran en los sectores O y NO de la Hoja (725732, 9637000 y 724780, 9648966), conformando las colinas y montañas de los alrededores de Gima y en la parte Centro-SO de la Hoja.

Macroscópicamente, las rocas contienen fenocristales de cuarzo y plagioclasa emplazados en una matriz de coloración gris blanquecina. Microscópicamente, presentan una textura porfirítica, con fenocristales de plagioclasa (+), cuarzo (+) y biotita (-), en una matriz de microlitos de plagioclasa y minerales opacos anhedrales diseminados. El cuarzo se presenta en granos subredondeados con extinción recta. La plagioclasa es tabular con cristales zonados y en sectores los cristales están alterados selectivamente por carbonatización. Los carbonatos también ocurren en vetillas principalmente en la matriz de la roca y cortando los cristales de plagioclasa.

Regionalmente el espesor de este grupo ha sido considerado entre 500m. y 2000 m. (Hungerbühler, 1968), dentro de la Hoja Gima, el espesor máximo observado oscila alrededor de 200m. Se han obtenido dos edades 30.2 ± 1.1 Ma en K/Ar y 27.0 ± 1.0 Ma en trazas de fisión en circón por lo que asigna una edad Oligocénica (Dunkley y Gaibor, 1997).

Formación La Paz (n_{1LP}) (Mioceno Temprano): Pratt et al. (1997). Considerada como la parte superior del Grupo Saraguro. Está restringida al E del Sistema de Fallas Girón, prolongándose de O a E, en el Oeste de la Hoja Gima en el sitio 724250, 9640900, al Norte de Paván, cubre un área de 16.58 km^2.

Está caracterizada por tobas ricas en cristales con gran cantidad de cuarzo y plagioclasa, se presentan como rocas de color rojo-blanquecino (rosado) y fenocristales euhedrales y transparentes (frescos) de 3 – 4 mm de feldespato, en sectores las rocas están meteorizadas. Según Duque P. (2000), tiene un espesor máximo de 400 m. y su edad por trazas de fisión es de 22.5 ± 0.9 Ma. que corresponde al Mioceno Temprano.

Formación Nabón ($n_{3\text{-}4}N$) (Mioceno Medio-Tardío): Aflora en la parte O y NO de la Hoja Gima, ocupa el 1% del área estudiada, corresponde a la continuación hacia el NE de la Cuenca Nabón representada en la Hoja Geológica Girón 1:100000. Descansa discordantemente sobre la Fm. Saraguro y está sobreyacida discordantemente por la Fm. Tarqui.

En el afloramiento localizado en el punto (729873, 9646204) (± 25 m. de potencia), esta Formación consiste de sedimentos arenáceos y argiláceos con pequeñas capas de carbón de 20 a 30 cm. y piroclásticos. La estratificación es de 000/10. De acuerdo con (Baldock, 1982), las capas de carbón mantienen correlación con la Formación Mangán.

Los sedimentos continúan hacia el N del puente sobre el río Moya (730200, 9646500) hasta el Norte de la Hoja. Esta Cuenca es considerada como la única intramontañosa, relacionada al levantamiento de Los Andes, formación del arco Continental y deformación contemporánea durante la subducción de la placa de Nazca bajo el continente Sudamericano.

La potencia sobrepasa los 300 m. (Bristow y Hoffstetter, 1977), su edad de la Formación es atribuida al Mioceno Tardío (Hungerbühler, 1997). El relleno se ha estimado del Mioceno Medio–Mioceno Tardío (Steinmann, 1996).

Formación Tarqui ($n_{6\text{-}9}Tq$) (Mioceno Tardío-Plioceno Temprano) UNDP (1969) Ocurre al NO y NE de la Hoja ocupando un 35% de la superficie mapeada. Esta Formación incluye los depósitos piroclásticos más jóvenes y ocupa una gran extensión regional en el sur del Ecuador (Hungerbühler, 2000).

Las exposiciones sobresalen en los taludes de los diferentes caminos y en zonas de pequeños deslizamientos (732500, 9649183). Cubre discordantemente todas las Formaciones y unidades estratigráficas más antiguas de la Hoja GIMA. Se presentan como rocas ácidas (riolíticas–andesíticas) blancas y rojas (tobas, aglomerados y piroclastos) fuertemente meteorizadas y caolinizadas.

La fuerte meteorización hace difícil reconocer la naturaleza original de los depósitos, incluyen tobas masivas y en capas con contenidos de lapilli de pómez (722500, 9636650). En general la composición ha sido calificada como riolítica a dacítica (Hall y Beate, 2004).

Una característica de esta Formación reconocida en el campo es la presencia de abundantes cristales euhedrales bipiramidales de cuarzo que se encuentran en pequeños bolsillos residuales en la superficie (Duque, 2000). El PNUD (Proyecto Naciones Unidas para el Desarrollo), 1969, incluye parte de la Fm. Saraguro a lo largo del río León dentro de la Fm. Tarqui definiendo que los piroclásticos dominan en la secuencia en tanto que las lavas forman un porcentaje muy bajo. Regionalmente, los sedimentos fueron derivados desde el Oeste (Hungerbühler y Steinmann, 1996). Corresponden a productos de un volcanismo ácido que se extienden hasta la parte central de la Hoja en el camino entre Tambillo – San Miguel de Cuyes (732743, 9637934) y (735371, 9636176).

En el punto 722461, 9637220 (canal de riego a Paván), se presenta una fuerte silicificación que han alterado hidrotermalmente las rocas de este depósito volcánico. En la Hoja, el espesor de la Formación sobrepasa el centenar de metros. En forma regional, tanto Bristow y Hoffstetter (1973) como Hall y Beate (2004), estiman espesores de 1200 m. y 1000 m. respectivamente. La edad de la Fm. Tarqui ha sido considera con variaciones desde Mioceno Tardío – Plioceno Temprano (6.8 – 5.1 Ma) (Steinmann, 1997).

INTRUSIVOS

Si bien el Granitoide Tres Lagunas fue descrito por su ubicación en el tiempo y en el espacio como la principal unidad ígnea del Terreno Loja (Aspden et al., 1992 en Duque, 2000), en la hoja Gima, se localizaron otros cuerpos intrusivos: Churuco al NE (747297, 9646690) y Espíritu Playa al Sur de la Hoja (737919, 9631574). Son cuerpos separados que en superficie no sobrepasan los 8 km^2 y 3 km^2 respectivamente.

Microscópicamente, las rocas de los dos cuerpos son granulares holocristalinos compuestos de cuarzo de grano fino a medio menores a 4 mm, anhedrales con extinción recta y poco ondulante con inclusiones de líquidos; feldespatos tabulares de microclina <10 mm alterados (sericitizados) con mayor acumulación en los bordes, plagioclasa (albita) en cristales tabulares < 4 mm, y cristales zonados, hornblenda >10 mm en menor cantidad que las plagioclasas, biotita en cristales separados, pocos piroxenos y agregados de sericita formando vetillas con minerales accesorios de circón y apatito.

Los opacos son anhedrales relacionados a las alteraciones sericita-moscovita-minerales de arcilla. Las rocas en los dos casos han sido calificadas como granodioritas, no se evidenció su interrelación (N–S). Las edades absolutas no fueron definidas y su edad relativa se consideró como post-Cretácica. Por su composición se los relacionó con el **Plutón de Amaluza (E2c$_{pAz}$)** de composición granodiorítica que reporta una edad de 40 Ma. (Eocénica).

En Espíritu Playa (737636, 9631528) aflora un dique sin dimensiones determinadas, compuesto de cuarzo, feldespato, plagioclasa y moscovita, de grano fino, definido como un dique aplítico con mineralización diseminada de sulfuros y manchas de óxidos de hierro. Microscópicamente, el cuarzo es fino granular anhédrico (<1mm) con pocos cristales de grano medio, de extinción recta y algo ondulante. Los feldespatos son anhédricos acompañados de limitados cristales tabulares de plagioclasa alterados a sericita. En forma esporádica ocurren granos anhedrales de opacos. Adicionalmente se observó la existencia de diques, de aproximadamente 10m de potencia, presentes en la Unidad Chigüinda al NE de San Miguel, localizados en los puntos (748580, 9646292 y 748431, 9646002) y otro en la Granodiorita Churuco, al Sur del sector Churuco en el punto (747297, 964669). No se determinaron la relación de edad entre los diques, pero se sugiere que en general son posteriores a la Unidad Chigüinda-Granodiorita Churuco.

Depósitos aluviales (Cuaternario): En general en la Hoja, no ocurren depósitos aluviales de importancia, sin embargo, sobresalen los localizados en el río Espíritu Playa (735800, 9632300) y en el río Moya (730250, 9646600). En el primer caso se trata de acumulaciones de clastos de rocas metamórficas y de granito Tres Lagunas y pocos volcánicos, que no sobrepasa de 1200 m. de largo por 70 m. de ancho.

En el segundo caso, son acumulaciones de 700 m de largo por 100 m. de ancho de material volcánico redondeado con los siguientes porcentajes: de 0.50 a 1 m = 5%; de 0.20 a 0.50 m=15% y <0.20m ± 80% con una matriz arcillo limosa. En los dos casos no tienen importancia económica, pero si para el abastecimiento de materiales de construcción principalmente en el caso del río Moya en razón de estar cerca de zonas pobladas y por disponer de vías de acceso carrozables.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

En la zona de estudio, se cartografiaron varias estructuras. En el camino Gima-Tambillo - Moriré, en el sector Hornillos (733410, 9637502), ocurre una falla con 270/55 afectando al granito Tres Lagunas con relleno de falla (gouge) de 0.30 m promedio de potencia; manteniendo una foliación de 340/45, similar a la foliación.

Estructuras de cabalgamiento intraformacional de la Unidad Chigüinda se verificaron, en la Qda. El Calvario (740190, 9634095) 286/55 y en el río Cuyes al S y SE fuera de la Hoja, estas vergen en sentido SE-E y buzan hacia el N-NO.

La imagen satelital (Landsat combinación de bandas 3 y 7) que cubre la zona, permitió interpretar los rasgos estructurales (lineamientos y fallas) expuestos en el área de estudio, la mayoría de estas no fueron verificadas en el campo. Las estructuras de carácter regional, coinciden con rasgos tectónicos interpretados por Litherland et al. (1994), en la investigación de la Cordillera Real, que corresponden a los contactos de las unidades metamórficas Chigüinda y Upano al SE (748250, 9632450), Tres Lagunas y El Pan al SO de la Hoja (725000, 9632000). Los lineamientos interpretados en el orden de importancia predominan las de dirección andina (N-NE) seguidas de aquellas con dirección NO y otras con una tendencia N-S.

Al SO de la Hoja investigada afloran las unidades El Pan (724800, 9632000) y Chigüinda (729080, 9632900), que han sido relacionadas como zonas de falla e interpretadas como bloques tectónicos. Sin embargo, considerando la existencia de zonas cizalladas que están afectando al granito tres lagunas en los sectores del río Curupamba, Hornillos, Mirador, y la presencia de una zona de la falla denominada como Frente Baños, permite sugerir que existen zonas de contactos entre los terrenos Alao de origen marino al SO y Loja como continental ubicado al NE, por Litherland et al. en 1994, la misma que en el área de estudio cruza con una dirección NE-SO con una potencia variable entre 1 y 3 Km.

Sobresalen sectores de fuerte plegamiento, principalmente en las rocas de Unidad Chigüinda con cambios bruscos de los parámetros geológicos predominando aquellos de dirección N-NE con buzamiento hacia el O y NO. Además, ocurren pliegues de crenulación (190/66), que evidencian la influencia de varios eventos de metamorfismo (Qda. Molino y Río Altar). Las diaclasas aparecen en grupos de hasta 3 familias predominando las de dirección NE con buzamiento hacia el NO con ángulos que oscilan entre 50° y 15°, seguidas por las de dirección NO con buzamiento hacia el NE con ángulos entre 79° y 36°, luego las de dirección EO que buzan con ángulos entre 86° y 40° hacia el S.

MOVIMIENTOS EN MASA

De manera general, los movimientos en masa en el área investigada tienen longitudes que varían entre 50m a 400m. Los deslizamientos traslacionales identificados en el sector de Paván (722865, 9637096), Piñán (723400, 9633750), y (747955, 9645926), los movimientos combinados ocurridos cerca de Zhamar (732799, 9645468) y al sur del Calvario (741505, 9631590) y los flujos de detritos cerca de la localidad de Boradel (738372, 9633949), tienen un predominio de rocas metamórficas con fuertes pendientes que sobrepasan los 45°.

En contraste, los deslizamientos rotacionales identificados cerca de Paván (722461, 96374680) y (722512, 9636602), al Norte de Cushig (732349, 9649146), entre Cushig y Zhamar (731300, 9647400), al Sur de Zhamar (730219, 9645216) y en (728324, 9649026) están relacionados con zonas constituidas de rocas volcánicas, donde la vulnerabilidad es baja debido a la ausencia de sectores de vivienda cercanos a los movimientos en masa, sin embargo, estos afectan parcialmente a carreteras, zonas de cultivo y canales de agua del área de estudio.

GEOLOGÍA HISTÓRICA

Los metasedimentos encontrados en la parte oriental de la Hoja, constituyen las rocas más antiguas de la zona de estudio. Litherland et al. (1994), se refieren a ellos como pertenecientes al terreno Loja; interpretados como pre-jurásicos o como sedimentos del Paleozoico Tardío que fueron afectados por una orogenia Triásica. Durante este período, las rocas sedimentarias semipelíticas que conforman las Unidades Chigüinda y Agoyán que constituyen el basamento de la Cordillera Real, han sufrido fuertes plegamientos y la transformación de las mismas como consecuencia de un metamorfismo regional. Posiblemente relacionado al rompimiento de Gondwana occidental se originó un cinturón regional del cuerpo plutónico tipo "S" denominado en el Ecuador como Granitoide Tres Lagunas, que también ha sufrido transformaciones metamórficas principalmente en el Triásico. Estos eventos fueron seguidos por la depositación de las rocas volcanosedimentarias del Terreno Salado en una cuenca del tipo marginal sobre corteza continental y continuados por procesos de subducción y acreción del terreno alóctono Alao.

Durante el Eoceno Medio-Tardío a Mioceno Temprano, continúa el levantamiento de la zona montañosa produciéndose una fuerte actividad volcánica, en la parte Occidental de la Cordillera Real que dan lugar a las Formaciones Saraguro y la Paz, continuando la acumulación y transporte del material hacia el lado E de la Cordillera, depositándose sobre las rocas metamórficas e intrusivas del Paleozoico localizadas al E de la misma. En esta época se produce la intrusión de otros cuerpos granodioríticos en el N y S del área.

El adelgazamiento del Grupo Saraguro hacia el E (Cordillera Real), implica que fue un área positiva (Dunkley, Gaibor, 1997). En el Mioceno Medio en el lado O de la Hoja, ocurre la depositación de la Fm. Nabón que corresponde al inicio de la apertura y relleno de la Cuenca Intramontañosa (Cuenca Pull-Apart) de Nabón. En el Mioceno Tardío (9Ma) hubo una reactivación de fallas en la Cordillera con desplazamiento alrededor de 1.5 Km en el terreno Loja (Spikings et al., 2000).

Una mayor inversión tectónica durante 9.5 a 8 Ma corresponde con el inicio de la depositación de la secuencia compresiva "Intermontane" en las cuencas del Sur del país (Hungerbühler et al., 2002).

Posteriormente, durante el Mioceno Tardío, continúa la actividad eruptiva de los volcanes localizados al O de la zona de estudio, generando lavas andesíticas posiblemente del volcán Quimsacocha. Un evento piroclástico de gran escala, posiblemente tardío en la historia del volcán, produjo la formación de las tobas, piroclastos y flujos de composición ácida correspondientes a la Formación Tarqui (Dunkley y Gaibor 1997).

En resumen, el paisaje que se observa actualmente en la Hoja Gima, es el resultado de la acción geológica desarrollada en los períodos de levantamiento y post-levantamiento de la cordillera seguidos de fenómenos de erosión y de movimientos en masa que han modificado y siguen modificando la topografía.

LEVANTAMIENTO AMBIENTAL (Recurso Agua)

Este estudio se realizó en toda la Hoja, con el muestreo sistemático de 38 muestras de agua en los principales drenajes superficiales. Se efectuó la determinación de parámetros físicos y químicos en el campo y el análisis químico en el laboratorio de las muestras de agua recolectadas, para su respectiva interpretación. Los parámetros analizados in-situ fueron: temperatura, pH, conductividad, salinidad, TDS, turbidez, oxígeno disuelto, color y concentraciones de Fe y Cu, obtenidos mediante la medición en un equipo multiparámetros y un espectrofotómetro (HACH), mientras que los análisis químicos realizados en el laboratorio fueron de As, Cd, Zn, Ca, Pb, K, Na, Mn y dureza total.

Los datos de campo y de laboratorio de las muestras de agua recolectadas, indican que en general el agua de los drenajes superficiales analizados es de buena calidad. Sin embargo, la existencia de concentraciones de iones metálicos en ciertos sectores, como el caso del río Boradel (739617, 9632230) tiene valores de Fe, Cu y As altos con relación a las otras muestras recolectadas, considerando que en el lugar del muestreo no existe presencia de actividad antrópica. Resultados que correlacionados con la información geológica obtenida en el área de estudio podrían estar asociados a la presencia de mineralizaciones epitermales.

Adicionalmente, existen drenajes superficiales que se encuentran contaminados, por la presencia de efluentes de actividad humana, esto ocurre en la Qda. El Salado (729840, 9646104), Río Malla (728324, 9649026) y Qda. Malla o Sarar (725000, 9648932), en los cuales los valores de turbiedad, Cu y Fe sobrepasan los límites permisibles para la utilización de esta agua en consumo humano y preservación de flora y fauna según estándares ambientales vigentes en el Ecuador.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

La Hoja Gima a finales del siglo XX ha sido prospectada por las compañías IAM GOLD y Newmont con resultados preliminares de interés económico en los sectores Hornillos - Cebadillas y Cerro Capicashi. Labores mecanizadas de exploración a cielo abierto han sido iniciadas en el área AtasquiI (730147, 9641210).

En los sectores de coordenadas (730000, 9643950) y (731000, 9637000), se evidenciaron zonas de alteración hidrotermal (silicificación) con dirección aproximada N-S, se presentan con vetillas de sulfuros y en sectores stockworks y vetas de sílice (Vuggy) con óxidos de manganeso y manchas de limonita, que sugieren corresponden a zonas altas de sistemas epitermales.

En algunos sectores tanto al S como al N de la Hoja afloran esquistos con mineralización de sulfuros (746064, 9647026). En la superficie de la Hoja, la CODIGEM–BGS, 1994, realizó investigaciones de carácter regional durante el levantamiento geológico de la Cordillera Real, a escala 1:500000, en cuyo mapa final se ilustran la presencia de indicios de minerales metálicos de Au, W, Py, Mag, As, Sb, Ba, Cr, Zn, As, y piedras preciosas como topacio y granates en los sectores El Calvario, Sangurima, El Altar Minas, así como también PGM, y cuerpos pegmatíticos.

La existencia de la mineralización aurífera en la Hoja se verificó por las labores mineras encontradas en los ríos orientales que descienden desde la cordillera en la Hoja de Gima y que son trabajadas a nivel artesanal e informal por moradores del lugar en pequeñas terrazas en los ríos Cuyes y Sangurima. De acuerdo con Litherland et al. (1986) el oro de este sector está relacionado con cuerpos porfídicos y principalmente a vetas mesotermales.

Dentro de la hoja Gima, a febrero de 2007, la DINAMI mantiene catastradas 18 áreas mineras para la investigación de minerales metálicos que cubren el 60% del área (29340 Has).

En lo referente a los no metálicos, existen pocos sitios de explotación de áridos. Al Oeste de Gima (726645; 9647700) se extraen rocas volcánicas riolíticas pertenecientes a la Formación Saraguro. Filitas y cuarcitas de la Formación Chigüinda y granodioritas de los intrusivos jóvenes podrían ser utilizadas como rocas ornamentales y/o material para lastre.

De igual manera se resalta la importancia de la ocurrencia de grandes afloramientos de minerales industriales (caolín, arcillas, ceniza y lapilli) relacionados con productos volcánicos que no han sido categorizados ni evaluados para ser considerados como verdaderos depósitos económicos.

REFERENCIAS

BRISTOW C. R. & HOFFSTETTER R. (1977) Lexique Stratigraphique. 2da Edición. Unión Internacional de Ciencias Geológicas

BALDOCK J. W. (1982) Geología del Ecuador. Boletín de la Explicación del Mapa Geológico (1:1000000) de la República del Ecuador. Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos, Quito,54 pp.

CODIGEM – BGS (1997) Mapa geológico de la Cordillera Occidental entre 3° - 4° S. Escala 1:200000

CODIGEM – BGS (1997) Mapa geológico de la Cordillera Occidental entre 2° - 3° S. Escala 1:200000

DINAGE (2006) Mapa Geológico de Girón escala 1:100000.

DINAGE (2005) Mapa Geológico de Sigsig, hoja 74 NW (1:50000), Quito, Ecuador

DINAGE (2005) Mapa Geológico de Girón, hoja 54 (1:100000), Quito, Ecuador

DUQUE P. (2000) Breve Léxico Estratigráfico del Ecuador. Impresora Flores, Quito, pág. 75.

DUNKLEY P. & GAIBOR A. (1997) Informe No. 2, Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información Cartográfica y Geológica. Geology of the Western Cordillera of Ecuador between 2-3°S. CODIGEM – BGS, Quito, Ecuador.

CODIGEM-BGS (1994) GEOLOGICAL AND OCCURRENCE MAPS OF THE SOUTHERN CORDILLERA REAL METAMORPHIC BELT, ECUADOR. Escala 1:500000

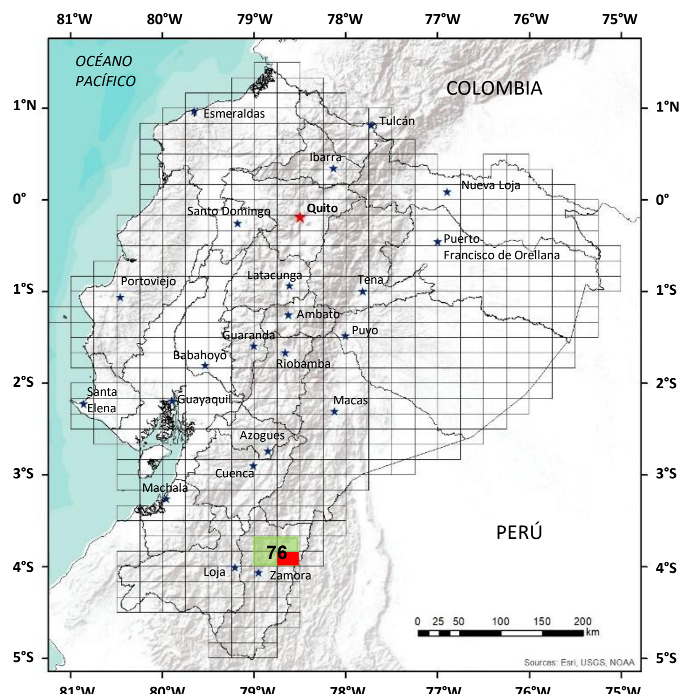
HUNGERBÜHLER D. & STEINMANN M. (1996) Curso Internacional Geología de Cuencas Sedimentarias (Mioceno, Sur del Ecuador) Guía de Campo. Instituto de Geología, Escuela Politécnica Federal de Zurcí, Suiza, pag. 29.

HUNGERBÜHLER DOMINIK (2000) Neogene basins in the Andes of southern Ecuador: Evolution, deformation and regional tectonic implications. Swiss Federal Institute of Technology Zurich. Switzerland.

IAMGOLD (s.f.) Mapa de prospección de la región Sur del Ecuador (NE 740000, 9640000 y SO 670500, 9590000).

LITHERLAND M., ASPDEN A. & JEMIELITA R. (1994) The Metamorphic Belts of Ecuador, Overseas Memoir 11.

NEWMONT (s.f.) Mapa de prospección de la región Sur del Ecuador. Por Salazar Fredy.



HOJA GEOLÓGICA-C4 (75SE)
EL PANGUI (2014)

INTRODUCCIÓN

La zona de estudio se ubica al sureste del Ecuador, en las provincias de Morona Santiago (Cantón Gualaquiza) y Zamora Chinchipe (Cantones El Pangui y Yantzaza). El principal acceso es mediante la carretera Quito – Puyo – Macas – El Pangui (560Km), aunque también se ingresa por la carretera Cuenca – Chigüinda – Gualaquiza – El Pangui (180 Km) o por la carretera Loja - Zamora – Yantzaza – El Pangui (138 Km) y abarca una superficie de 512 Km^2.

El Pangui se encuentra en la zona Subandina, entre las estribaciones orientales de la Cordillera Real al occidente y la Cordillera del Cóndor al oriente, con altitudes que varían entre 750 m.s.n.m. hasta los 2180 m.s.n.m., con un clima subtropical y subhúmedo, donde la temperatura oscila entre los 20°C a 24°C., con una temperatura media anual de 22,7ºC y está dentro del bosque húmedo tropical. La humedad relativa es bastante alta (90%), debido que El Pangui es una zona con una muy alta pluviosidad y las precipitaciones medias anuales oscilan entre 1750 y 2050 mm.

El área de investigación se encuentra en la sub cuenca del Río Zamora con una dirección SE-NE, correspondiente a la cuenca del Río Santiago. La red de drenaje presenta un patrón sub-dendrítico a sub-paralelo, donde los lechos de los principales ríos son dinámicos en relación con el clima y cambian de dirección debido al arrastre de sedimentos producidos en las crecidas.

La morfología es propia de la zona Subandina con paisajes variados que se han originado por la acción de algunos factores y agentes naturales que han interactuado sobre la fisiografía, como factores tectónicos, litológicos, agradacionales, erosionales, entre otros. La descripción geomorfológica permite establecer una asociación de atributos concretos, de fácil reconocimiento en el campo de acuerdo a la escala del mapa. Las características para determinar una unidad geomorfológica son:

Morfoestructura o dominio geológico: Representa las características litológicas y edad de los materiales.

Morfogénesis: Representa su origen a través de la relación con la litología, estructuras y procesos geológicos.

Morfometría: Representa la pendiente, altura y densidad de drenaje.

Morfografía: Describe la forma de cimas y laderas, tipo de red de drenaje y observaciones de campo.

GEOLOGÍA

La Cordillera Real está conformada por varias fajas paralelas, de rocas metamórficas precretácicas con orientaciones NNE-SSO , controladas por fallas o suturas regionales (Aspden & Litherland, 1992). Las unidades lito-tectónicas metamorfizadas presentan rocas de diferentes ambientes geotectónicos incluyendo granitoides tipo “S” y tipo “I” (Aspden y otros, 1992a).

La Zona Subandina constituye la transición entre la Cordillera Real y el Oriente, comprende una franja relativamente estrecha de rocas deformadas pero no metamorfizadas que involucran rocas oceánicas y continentales compatibles tanto con aquellas de la Cordillera Real como con las secuencias sedimentarias de la Cuenca Amazónica; este cinturón está intruido por granitoides tipo “I” (PRODEMINCA - Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, 2000) y donde además, se encuentran los principales distritos mineros del país.

Geológicamente, la zona Subandina está dominada por el Complejo Intrusivo de Zamora (Granitoide tipo “I”), corresponde al arco volcánico continental jurásico e intruye rocas volcano-sedimentarias triásicas (Litherland y otros, 1994). Mientras, las rocas volcánicas de la Unidad Misahuallí son consideradas la expresión extrusiva del arco continental jurásico (Romeuf y otros, 1995). Según (Litherland y otros, 1994), la subducción jurásica terminó en el Jurásico tardío – Cretácico temprano por acreción del arco de islas Alao y la conformación del terreno continental Chaucha. El amplio rango en las edades K-Ar del Batolito de Zamora (200-100 ma.) refleja la existencia de una disturbación probablemente causada por el evento acrecionario Peltetec (Litherland y otros, 1994).

LITOESTRATIGRAFÍA

Metamórficos Indiferenciados ($P\epsilon_{M-i}$): Está Expuesta en la carretera Chicaña-Guambime aflorando como techos colgantes (Roof pendant) sobre el Batolito de Zamora (Litherland y otros, 1994). En la zona de estudio, se encuentra constituida por paquetes de paragneis intercalados con gneis cuarzo-sericítico con presencia de una estructura fluidal y deformación dúctil. Petrográficamente se evidencia un color gris azulado, textura gnéisica y estructura bandeada, compuestos por cuarzo, minerales micáceos y minerales pelíticos. La mineralogía es característica de facies de esquisto verde y se asume que su protolito fue una roca cuarzo-pelítica. Se les asumen como parte del basamento cratónico metamorfizado debido a la geodinámica que originó la actual Cordillera Real con una edad Precámbrica (Litherland y otros, 1994). Posteriormente, sería importante realizar dataciones y estudios petrológicos que permitan comprender su existencia actual dentro del área de estudio.

Unidad Nueva Esperanza (J_{NE}): Esta unidad corresponde a una discriminación de la Formación Misahuallí. Aflora hacia la parte nororiental de la zona de estudio, los afloramientos tipo se encuentran en la margen izquierda de la quebrada Nueva Esperanza (UTM: 754384E; 9573566N) y en el sector de La Tapaza (UTM: 756714E; 9577156N), Correntada Larga (UTM: 758850E; 9584253N), Muchime, Mercadillo y San Ignacio. Constituye tobas, ignimbritas y volcano-sedimentos de varios tamaños y polilíticos, en la mineralogía se observan plagioclasa alteradas y cristales rotos de hornblenda. Se la encuentra como un paquete de rocas no estratificadas; al norte de Chicaña, en el sector de la Quebrada El Salado se las observan sobreyacidas por la secuencia sedimentaria Cretácica correspondiente a las Formaciones Hollín y Napo. En el sector al norte de Los Encuentros está afectada por el Batolito de Zamora y por otros cuerpos intrusivos más jóvenes. Esta unidad puede ser interpretada como una fase volcano-clástica del arco volcánico calco-alcalino Jurásico.

Unidad Misahuallí (J_{Mi}): (Tschopp, 1948), correspondiente al Miembro Superior de la Formación Chapiza e incluye todas las rocas volcánicas de origen continental del cinturón subandino. Litológicamente, comprende basaltos y traquitas verdes a grises, tobas y brechas tobáceas violetas a rosadas, lutitas rojas, areniscas y conglomerados (Litherland y otros, 1994). Aflora en la Cordillera Flor de los Andes (UTM: 761130E; 9598886N), río Chuchumbleza (UTM: 752245E; 9600134N) y río Shaime (UTM: 752380E; 9604701). En el área de investigación, petrográficamente se discriminó a esta unidad en rocas volcánicas y volcanoclásticas:

a) Rocas Volcánicas de color gris oscuro verdoso, una estructura masiva, la textura es afanítica hasta porfirítica y una composición basáltica hasta andesítica, conformada por plagioclasa, piroxeno, cuarzo y anfíbol, dispuestos en una matriz vítrea o de plagioclasa, además, minerales opacos como sulfuros de hierro y óxidos de hierro y titanio

b) Rocas Volcanoclásticas corresponden a brechas volcánicas de colores grisáceos, con una estructura masiva-brechosa y textura epiclástica, compuestas por una matriz de ceniza volcánica, líticos de rocas volcánicas y cristales de plagioclasa, cuarzo, anfíbol y piroxeno.

Los análisis de geoquímica de roca total indican eventos de margen continental que pertenecen a un arco volcánico. Los estudios radiométricos indican una edad de 172.3 ± 2.1 Ma., correspondiente al Jurásico (Romeuf, y otros, 1995).

Formación Hollín (K_H): (Baby, Rivadeneira, & Barragán, 2004), indica que después de un período de deformación y erosión de la serie jurásica y paleozoica de la Cuenca Oriente, tiene lugar la depositación del sistema fluvial correspondiente a esta Formación, donde se puede diferenciar tres partes:

La parte basal es interpretada como depósitos fluviales de relleno de valles sobre la superficie erosiva pre-Hollín.

La parte principal de la Formación Hollín caracterizada por una sucesión de depósitos de ríos entrelazados progradantes y diacrónicos de planicies aluviales, que se desarrollan hacia el oeste a través de toda la Cuenca Oriente.

La parte superior donde el sistema pasa progresivamente a ambientes distales de planicie aluvial costera tipo llanura de inundación influenciada por la acción de mareas y que cubren completamente las facies previas.

Expuesta en la carretera Chuchumbleza - El Quimi (UTM: 774438E; 9608866N), margen derecho del río Zamora (UTM: 772588E; 9600176N) y en el sector de Quimbuimi (UTM: 767058E; 9602615N). Constituida fundamentalmente por areniscas cuarcíferas estratificadas que presentan intercalaciones de lutitas negras físiles e inclusive en ocasiones se ha podido observar niveles de carbón, corresponden a estratos de rocas detríticas de color blanco a gris claro, textura psamítica, compuestas por cuarzo (90%) y minerales máficos y raramente micas blancas. Estratigráficamente sobreyace discordantemente, en la parte oriental al batolito de Zamora y a la unidad Misahuallí en la parte central; pero infrayace transicionalmente (concordante) a la formación Napo. Su espesor estimado varía de 80 a 240 metros (Bristow & Hoffstetter, 1977) y con una edad desde Aptiano Medio hasta Albiano Inferior (Jaillard, 1997).

Formación Napo (K_N): (Duque, 2000), comprende una serie sedimentaria variable de calizas grises a negras, intercaladas con areniscas calcáreas y lutitas negras, bituminosas y con contenido fósil (ammonites y bivalvos). La consideran la roca madre del petróleo (Tschopp, 1953). La Formación Napo ha sido dividida en cuatro miembros (Jaillard, 1997):

Napo Basal: Lutitas Napo Basal y Areniscas T .

Napo Inferior: Caliza B, Lutitas U y Areniscas U .

Napo Medio: Caliza A, Areniscas M2 y Caliza M2.

Napo Superior: Caliza M1, Lutitas M1, Limolitas M1, Arenisca M1 y Lutitas Terminal M1.

Está aflorando a lo largo de la vía El O so - La Mandarina, sector de Uwents (UTM: 755859E; 9599654N), Chanzas (UTM: 770918E; 9627261N) y sector Shaime (UTM: 753855E; 9605037N). Conformada por una serie sedimentaria de lutitas negras intercaladas con areniscas calcáreas y calizas de color variable (negro-ocre-verde), textura psamítica a aleurítica, estructura estratificada con granos de glauconita y presencia de rasgos de fósiles. En algunos sectores se observan interdigitaciones con las areniscas cuarzosas, asumiendo que se trata del cambio transicional entre el tope de la formación Hollín y la base de la formación Napo. La presencia de glauconita restringe su desarrollo a un ambiente netamente marino de plataforma somera con microfauna desarrollada en profundidades bentónicas o planctónicas correspondiente al miembro Napo Basal. Estratigráficamente sobreyace concordantemente sobre la formación Hollín y subyace a los "Red Beds" de la formación Tena (Tschopp, 1953). La edad va desde Albiano Inferior hasta el Campaniano correspondiente al Cretácico (Baby, Rivadeneira, & Barragán, 2004).

DEPÓSITOS SUPERFICIALES (Q)

Terrazas Aluviales (Q_t): Se encuentran a lo largo del río Zamora, con espesores que sobrepasan los 50 metros, forman llanuras o plataformas compuestas por fragmentos de roca de diferentes dimensiones y naturaleza litológica, envueltas en un material arenoso hasta arcilloso que se encuentran adosadas a los márgenes del valle en forma de escalones.

Depósitos Aluviales (Q_a): Estos depósitos se encuentran a lo largo del río Chuchumbleza y río Zamora, específicamente en el sector Machinaza Bajo y El Pangui, originados por las acumulaciones de sedimentos transportados por los diferentes drenajes y conformados de gravas, arenas gruesas y arenas finas.

Depósitos Coluviales (Q_c): Localizados en los sectores de Namacuntza, río Chatus, Chuchumbleza Alto, El Oso y La Argelia. Estos depósitos son producto del desplazamiento de grandes masas de terreno (deslizamientos), conformados por bloques de roca angulosos a subangulosos hasta gravas y empacados en una matriz limo-arenosa o limo-arcillosa.

ROCAS INTRUSIVAS

Complejo Intrusivo Zamora (J_{cZa}).- Dentro del contexto geológico regional, existen rocas intrusivas calco-alcalinas que conforman un complejo magmático con varios pulsos desarrollados en el Jurásico; conformado por granodioritas hornbléndicas con megacristales de pertita rosa y dioritas (microdioritas), variando lateral y verticalmente por segregación magmática a cuarzodiorita y cuarzomonzonita con biotita y moscovita, con rara presencia de granitos (Litherland y otros, 1994). Se encuentran expuestas en las partes altas del río Quimi (UTM: 776723E; 9603085N), al E de Machinaza Alto (UTM: 776860E; 9598004N) y varios sectores del río Zamora.

La zona de investigación está constituida por rocas intrusivas félsicas tipo granodioritas y dioritas con estructura masiva y textura fanerítica de color gris verdoso con grano medio a grueso compuestos de plagioclasa, anfíbol, cuarzo y feldespato potásico, aunque algunas muestras presentan mineralización de sulfuros y óxidos de hierro. Los análisis de geoquímica de roca total indican que pertenecen a granitos de arco volcánico. Es un batolito tipo "I" (Aspden, y otros, 1992a) y los estudios muestran edades muy variadas en un rango entre 164-190 Ma, correspondiente a una edad Jurásica (Litherland y otros, 1994).

Otras intrusiones: Están expuestos en la parte central y sur de la hoja en el sector Buena Esperanza (UTM: 763843E; 9596772N) corresponden rocas intrusivas félsicas tipo granito de color rosáceo con textura fanerítica de grano fino y estructura masiva, conformadas de cuarzo, feldespato potásico, anfíbol y poca plagioclasa; además, los minerales máficos se están alterando a clorita, adicionalmente posee un elevado magnetismo y presencia de vetillas de cuarzo y calcita.

Se asume que estos cuerpos corresponden a intrusiones subvolcánicas de composición ácida presentes en un rango de 152 – 160 Ma., correspondiendo a una edad Jurásico superior y podrían ser los últimos pulsos intrusivos del Batolito de Zamora (Drobe y otros, 2013)

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Mediante el análisis geológico-estructural se determinó cuatro sistemas de lineamientos, que a su vez están relacionados con las principales fallas geológicas.

Sistema N-S: Son las estructuras más importantes por su continuidad y siendo el río Zamora precisamente una de ellas.

Sistema E-O: Son importantes por su abundancia y persistencia.

Sistema NE-SO: Se encuentran los principales sistemas de fallas regionales e inclusive coincide con el sistema de fallas inversas denominado Cosanga - Méndez.

Sistema NO-SE: Estos lineamientos son poco abundantes.

Las Fallas, están localizadas en la parte occidental de la zona de estudio, alcanzando distancias kilométricas con una dinámica inversa e inclusive en ciertos casos determinan contactos tectónicos. Adicionalmente, se evidenció la expresión geomorfológica de la falla Cosanga – Méndez correspondiendo al límite entre las estribaciones orientales de la Cordillera Real y la zona Subandina.

La estratificación, se observa en los planos de las rocas sedimentarias correspondientes a las formaciones Hollín y Napo, con un rumbo preferencial NNE-SSO. A pesar que la Formación Misahuallí presenta rocas volcano-sedimentarias, los planos de estratificación son irregulares, escasos y mal definidos en la zona de estudio.

Las Diaclasas, son muy escasas y sus rumbos orientaciones no presentan un patrón estructural definido.

GEOLOGÍA HISTÓRICA

El área de investigación está conformada por rocas metamórficas posiblemente de edad Precámbrica (?) hasta las secuencias sedimentarias más conocidas de edad Cretácica.

Las rocas más viejas tipo gneis de edad Precámbrica, se encuentran como techos colgantes (*roof pendant*) en la parte de la zona Subandina (Litherland y otros, 1994), pero sería importante realizar estudios más detallados de geocronología y petrología para definir una historia geológica y disminuir la incertidumbre en el sector.

En el Jurásico temprano, inicia un régimen convergente que provocó el levantamiento y emersión de la Cordillera Real, mediante la subducción andina dando origen a un potente arco volcánico calco-alcalino definido básicamente por la facie efusiva volcano-sedimentaria y volcánica de la unidad Misahuallí (Romeuf, y otros, 1995); así como también, la facie intrusiva constituida por el emplazamiento del Batolito de Zamora (Tipo "I"), el mismo que emerge y pone en evidencia las rocas cratónicas metamórficas de edad Precámbrica (Litherland y otros, 1994), que están aflorando en el sector de Guambime (SO de la zona de estudio).

En el Jurásico tardío, finalizando la actividad plutónica se emplaza un cuerpo intrusivo subvolcánico (Drobe, Lindsay, Stein, & Gabites, 2013), localizado en el sector del Contrafuerte de Huaywime (centro-sur de la zona de estudio). Remanentes de este evento compresivo y la subducción que produjo el volcanismo Jurásico en la Cordillera Real, se evidencia mediante el cizallamiento dextral a lo largo de las zonas de fallas verticales de rumbo andino NNE-SSO (Litherland y otros, 1994).

En el Cretácico temprano, en la zona Subandina se origina una cuenca trasarco, donde ocurrió una transgresión marina regional que se manifiesta con la depositación de secuencias sedimentarias sobre el arco volcánico Jurásico, expresado por litologías de ambiente marino somero correspondientes a las areniscas cuarzosas de la formación Hollín cuya fuente proviene del cratón Guyanés (Baby, Rivadeneira, & Barragán, 2004).

En el Cretácico tardío, tuvo lugar un amplio evento transgresivo con cambios de nivel del mar, donde existió una depositación cíclica de sedimentos en un ambiente de plataforma marina, caracterizado por la depositación de lutitas arenosas y lutitas negras bituminosas con bioturbaciones y fósiles constituyendo de esta manera a la Formación Napo (Baby, Rivadeneira, & Barragán, 2004).

Finalmente, en el Cuaternario se desarrollan procesos denudativos, transporte y acumulación de material rocoso y sedimentos que formaron las potentes terrazas aluviales y los recientes depósitos coluviales.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

No existen mayores prospectos mineros para oro primario en la zona, no obstante, existe minería informal muy puntual para oro aluvial. Adicional, se observó evidencias de mineralización en algunas rocas granodioríticas con pirita diseminada de hasta el 15%.

REFERENCIAS

ASPDEN, J. A., FORTEY, N., LITHERLAND, M., VITERI, F. & HARRISON, S. (1992a) Regional S-type granites in the Ecuadorian Andes: Possible remnants of the breakup of western Gondwana. Journal of South American Earth Sciences, Vol 6, Nº 3, 123-132p.

ASPDEN, J. & LITHERLAND, M. (1992) The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. Tectonophysics, 187-204.

BABY, P., RIVADENEIRA, M. & BARRAGÁN, R. (2004) La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo. Quito: IEFA-IRD-Petroecuador.

BRISTOW, C. & HOFFSTETTER, R. (1977) Lexique Stratigraphique International. Centre National de la Recherche Scientifique, 412.

DROBE, J., LINDSAY, D., STEIN, H. & GABITES, J. (2013) Geology, Mineralization, and Geochronological Constraints of the Mirador Cu-Au Porphyry District, Southeast Ecuador. Economic Geology, v.108, 11-35.

DUQUE, D. (2000) Breve Léxico Estratigráfico del Ecuador. Quito. Jaillard, E. (1997). Síntesis Estratigráfica y Sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador. Quito.

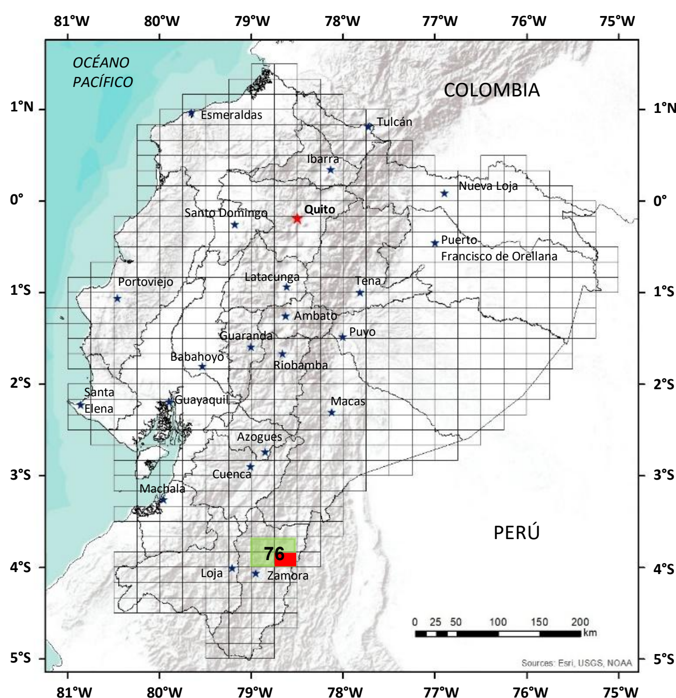
LITHERLAND, M., ASPDEN, J. & JEMIELITA, R. (1994) The Metamorphic Belts of Ecuador. Overseas Memoir 11 British Geological Survey.

PRODEMINCA (2000) Depósitos porfídicos y epi-mesotermales relacionados con intrusiones de la Cordillera del Cóndor, Vol. 5. Quito.

ROMEUF, N., AGUIRRE, L., SOLER, P., FERAUD, G., JAILLARD, E. & RUFFET, G. (1995) Middle Jurassic Volcanism in the Northern and Central Andes. Revista Geológica de Chile, Vol. 22, 245-259.

TSCHOPP, H. (1948) Geologische Skizze von Ecuador. Bulletin Association Suisse 21.

TSCHOPP, H. (1953) Oil Exploration in the Oriente of Ecuador. Bulletin American Association Petrology Geological 37, 2303-2347.



HOJA GEOLÓGICA-E4 (76SE) PAQUISHA (2013)

INTRODUCCIÓN

El área de la Hoja de Paquisha se encuentra ubicada al SE del Ecuador, en la Zona Subandina, comprendida entre la Cordillera Real y la cuenca Oriente. Según la división política del país, forma parte de la provincia de Zamora Chinchipe, cantón Paquisha. El acceso al área de estudio se realiza por la vía Loja-Zamora-Zumbi, continuando por la vía compactada desde Zumbi hasta la cabecera cantonal Paquisha. Para el estudio se utilizaron senderos y trochas de montaña, así como la vía fluvial.

El área Paquisha está constituida por relieves moderados a bajos, con alturas que van desde la cota 800 msnm al centro del área hasta los 2200 msnm, al Sureste. El principal eje hidrográfico conforma el río Nangaritza, que cruza el área en sentido S-N. Sus principales afluentes son la quebrada Mayaycu hacia la margen derecha con dirección E-W, confluyendo al Sur del área. El clima corresponde al piso climático definido como Bosque Húmedo Montano, con temperaturas que varían entre 18° y 22 °C, dependiendo de la altura. El 40% del área corresponde a una zona intervenida, deforestada y actualmente con pastizales.

GEOLOGÍA

Rocas volcánicas calco-alcalinas de edad jurásica, regionalmente estuvieron cartografiadas en la Formación Misahuallí. Para el área de Paquisha se han discriminado en tres unidades litológicas que representan conjuntos dominantemente volcánicos, volcanosedimentarios y sedimentarios denominados Unidad Nueva Esperanza, Las Peñas y Formación Suárez respectivamente. Dentro de las rocas intrusivas se encuentra el Batolito de Zamora de edad jurásica y otros pulsos intrusivos de edad cretácica o post cretácica. Se describe también la Formación Hollín de edad cretácica y los depósitos cuaternarios.

Unidad Nueva Esperanza (JNe) (Jurásico): Consiste de una secuencia volcano-sedimentaria que ocupa la parte Noroeste del área de estudio. Aflora principalmente en el sector Nueva Esperanza y está formada por arcillolitas, limolitas, arenas finas, gruesas de colores gris claros a oscuros, texturas psamíticas y aleuríticas con estructuras masivas, además de lavas andesíticas verdes, masivas, afaníticas, fuertemente diaclasadas. En el sector de San Vicente de Cuje se encuentran microconglomerados y volcano-sedimentos que se encuentran afectados por un cuerpo granítico.

Unidad Las Peñas (JPe) (Jurásico): Es un conjunto de lavas de composición andesítica a andesítica basáltica de color gris verdoso a verdoso amarillento, de textura afanítica y estructura masiva compacta. Están expuestas en el río Blanco, en el río Los Gallos y las zonas altas de las quebradas tributarias del río Zarza. La unidad aflora al Este del área en una franja de rumbo aproximado N-S. Las rocas de esta unidad presentan silicificación y cierto grado de bandeamiento, desarrollando corneanas por influencia de pulsos intrusivos tardíos de posible edad cretácica o más jóvenes.

Formación Suárez (JSu) (Jurásico): Aflora en el extremo NE del área y se prolonga al Norte en el área de la Hoja geológica Los Encuentros. Consiste de conglomerados polimícticos, clasto soportado en su mayoría con clastos volcánicos andesíticos, volcánicos silicificados, cortados por vetillas de cuarzo. En algunos lugares se encuentran intercalados con capas centimétricas de sedimentos finos. Estos depósitos fueron denominados como Formación Suárez por geólogos de la empresa Kinross. El contacto entre esta Formación y los volcánicos de la Unidad Las Peñas se encuentra a profundidad (Hennesey et al., 2008).

Formación Hollín (KH) (Cretácico): En las terrazas del río Zarza, se localizan bloques subredondeados métricos aislados de areniscas blancas cuarzosas fino-granulares, al igual que en el río Salado. En estos sectores se observan arenas silíceas de grano medio a grueso de color blanco, que cubren al intrusivo. Posiblemente estas arenas son remanentes, producto de la erosión de la Formación Hollín.

Complejo Intrusivo Zamora (Gd y Di): Cubre la mayor parte del área de estudio y constituye el basamento sobre el cual se depositaron las unidades volcánicas y volcano-sedimentarias del arco volcánico de edad jurásica. El batolito está conformado por granodioritas y dioritas de color gris verdoso de textura fanerítica y estructura masiva, mineralógicamente formadas por plagioclasas, cuarzo y fenocristales de anfíboles (1 a 2 cm) en mayor o menor proporción, el tamaño de grano es medio y grueso para los fenocristales. Hacia la margen izquierda del Río Nangaritza los afloramientos se encuentran meteorizados presentando material arcilloso.

La edad del complejo intrusivo es jurásica (152-180 Ma; Kennerley, 1980; K/Ar -Hb- 153 ± 12 Ma, Aspden et al., 1992).

OTRAS INTRUSIONES

Cuerpos cuarzodioríticos (Qd): Hacia el SE del área de estudio se alinean tres cuerpos intrusivos de composición cuarzodiorítica. Las rocas son de textura fanerítica, colores claros a gris oscuros, cuarzo del 25 a 30%, plagioclasa hasta el 60%, anfíboles 15%. Estos cuerpos no han sido datados, sin embargo, están intruyendo al batolito de Zamora y afectan a los volcánicos Las Peñas, por lo que se estima tienen una edad cretácica o más joven.

Cuerpo granítico con diques aplíticos (Gr): Al NW del área en el sector de Santa Bárbara se localiza un cuerpo granítico con fenocristales de hornblenda de hasta 1cm, cuarzo hasta el 40%, feldespato potásico hasta el 30%; cortado por diques ácidos de color rosado de grano muy fino, textura sacaroidea con abundante feldespato potásico clasificado como aplita y diques andesíticos de textura afanítica y estructura masiva. El intrusivo no ha sido datado, pero por la afectación de este cuerpo a los volcano-sedimentos de la Unidad Nueva Esperanza se estima que es post-jurásico.

Depósitos coluviales (Qc) (Cuaternario): En el área de estudio se han localizado depósitos coluviales de considerable magnitud, siendo el más grande y potente aquel del extremo NE del área. Está conformado por clastos de diferentes tamaños, subangulosos de areniscas y algunos volcánicos, en matriz areno-limosa. Al Noreste del área se ubica un depósito coluvial producto de la erosión a la que está sometida la Unidad Nueva Esperanza y el cuerpo intrusivo de composición granítica. Están expuestos en la carretera de El Triunfo a Nueva Esperanza.

Depósitos aluviales (Qa) (Cuaternario): Se localizan principalmente a lo largo del valle del río Nangaritza, especialmente en el sector de La Wintza y Nuevo Quito. En el río Nangaritza existe una terraza de 15 m de altura (Qt) en la cual se asienta la población de Paquisha. El depósito se compone de arcillas, limos, gravas, guijas y bloques de los diferentes tipos de intrusivos. En el río Zarza los aluviales están formados por productos de erosión de rocas intrusivas y pocos bloques de areniscas y arenas de la Formación Hollín.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Del análisis estructural se identificaron tres sistemas principales:

Sistema N-S: El principal rasgo tectónico en la zona de estudio corresponde a la falla Nangaritza (Egüez et al., 2003) que se representa en este sector como una falla inversa con buzamiento hacia el Oeste a lo largo del río Nangaritza.

En este trabajo se definió que la falla Nangaritza no representa un solo segmento, si no un sistema de fallas aproximadamente paralelas, transcurrentes, con componente inversa que controlan el cauce del río Nangaritza. En la margen derecha del río Nangaritza la falla se forma por la unión de varios segmentos cortos, mientras que en la margen izquierda su expresión es más continua.

Sistema NE-SW: Corresponde a fallas que cortan al Batolito de Zamora y facilitan la apertura del valle del río Nangaritza. El cambio de la dirección del cauce de los ríos sugiere un movimiento transcurrente dextral, que se evidencia también por el cambio en la dirección S-N a una dirección SSE-NNW del río Nangaritza, con la presencia de extensas acumulaciones de material aluvial en la cuenca del río.

Sistema NW-SE: El alineamiento de los drenajes indica la presencia de fallas de dirección NW-SE que afectan al Batolito de Zamora y a los depósitos aluviales. Las fallas tienen un movimiento aparentemente dextral que facilita la apertura del valle.

HISTORIA GEOLÓGICA

A partir del Jurásico se inició un importante proceso de subducción dando origen a la orogenia de la Protocordillera Real. En esta época se formó el arco continental Misahuallí, consolidándose eventos magmáticos y volcánicos, con el emplazamiento del Batolito de Zamora de edad jurásica inferior a media (Aspden et al., 1992) y la Formación Misahuallí de edad jurásica.

La intrusión del Batolito de Zamora se produjo en el Jurásico (152-180 Ma; Kennerley, 1980; K/Ar -Hb- 153 ± 12 Ma, Aspden et al., 1992) y representa la fase intrusiva del arco volcánico Misahuallí. La fase extrusiva del arco está representada por productos volcano-sedimentarios de la Unidad Nueva Esperanza y sobreyaciendo a esta se encuentra la Unidad volcánica Las Peñas, que se depositaron directamente sobre el Batolito en franjas que se extienden hacia el Norte en la Hoja Los Encuentros.

En el Jurásico, el régimen tectónico generó localmente una cuenca de tipo "pull–apart" (Hennesey et al., 2008) al Este de la zona de estudio. El relleno de esta cuenca constituye conglomerados y pequeñas intercalaciones de sedimentos finos asignados a la Formación Suárez. Los componentes corresponden a materiales volcánicos calco-alcalinos y sedimentos, lo que sugiere su formación posterior al Batolito de Zamora, Unidad las Peñas y a la Unidad Nueva Esperanza. Este basamento jurásico fue deformado y erosionado antes de la depositación de las series marinas cretácicas.

Durante el Cretácico Inferior se tiene la depositación de arenas medias y gruesas mal clasificadas, de la Fm. Hollín, sobre la estructura de peniplanicie pre-cretácica, resultado de rápidas transgresiones marinas (Kummert y Casak, 1986). Este período regresivo hizo posible el depósito de las areniscas de la Formación Hollín desde el Albiano tardío (?).

Reactivaciones magmáticas dieron como resultado la intrusión de nuevos cuerpos intrusivos de composición cuarzo diorítica alineados en sentido S-N al Este del área y un cuerpo granítico al Oeste. La edad de estos cuerpos no se conoce con exactitud, pero al estar afectando a los volcánicos y volcanosedimentos jurásicos, se estiman de edad cretácica o más joven.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

En el área existen 23 concesiones mineras según los datos registrados por la Agencia de Regulación y Control Minero (ARCOM, 2011). Las áreas mencionadas están otorgadas para la extracción de minerales metálicos y se encuentran en etapa de exploración; otras concesiones corresponden a áreas de libre aprovechamiento otorgadas al Municipio y Gobierno Provincial.

A lo largo de los ríos Zarza y Salado se encuentran gran número de personas dedicadas a la extracción de oro aluvial de manera ilegal. De la investigación de campo realizada se puede establecer que hay depósitos de oro primario y secundario en los cuales se podría centrar la investigación minera.

Zonas de interés minero para metálicos: Los aluviales del río Zarza son dragados por varios mineros informales. El aluvial contiene oro y se piensa que su origen está en la parte alta del cuerpo cuarzodiorítico de la quebrada Mayaycu.

Zonas prospectivas para minerales no metálicos: El área de estudio tiene un predominio del Complejo Intrusivo Zamora, el cual al meteorizarse se convierte en material arcilloso, puede ser utilizado como materia prima para cerámica de construcción (tejas, ladrillos, tubos, baldosas, etc.), alfarería tradicional, lozas, azulejos y gres.

Rocas ornamentales: El área de estudio es prospectiva para rocas ornamentales pues el batolito está fresco en muchos sitios. La ocurrencia de hornblenda (1 a 2 cm de largo) en las rocas da atractivo para este uso. En algunos sitios el intrusivo presenta colores y texturas vistosas que contrastan notablemente, es por ello que se indican algunos sitios que podría representar una fuente de ingreso importante para el Cantón Paquisha, en cuanto a rocas ornamentales se refiere.

Los principales sitios que poseen este tipo de rocas son:

Quebrada Payqui, UTM: 759761; 9567547 (Granito, Diorita)

Quebrada Santa Rosa, UTM:761677; 9563723 (Diorita)

San Pedro, UTM:763950; 9565728 (Granodiorita hornbléndica)

San Vicente de Cuje, UTM: 750061; 9571678 (Granodiorita)

Materiales de construcción: Existe una buena cantidad de material pétreo en las terrazas aluviales del río Nangaritza y durante el mapeo realizado no se observó maquinaria alguna trabajando dichas zonas, quizá porque el interés aurífero representa mayores ingresos. Este material se lo puede aprovechar para el mejoramiento de las vías y para la ejecución de algunas obras de prevención y control de movimientos en masa o erosión del cauce principal del río.

REFERENCIAS

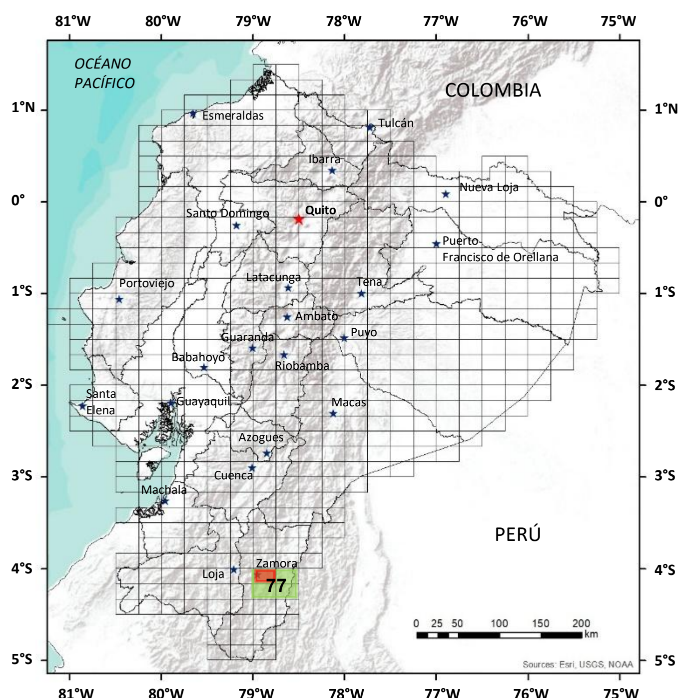
ASPDEN J. & LITHERLAND M. (1992) The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. Tectonophysics, 205, pp. 187 - 204.

EGÜEZ A., ALVARADO A. & YEPES H. (2003) Database and Map of Quaternary Faults and Folds of Ecuador and its offshore regions. Quito. Ecuador.

HENNESEY T., PURITCH E., GOWANS R. & MAUSIMM S. (2008) A mineral resource estimate for the Fruta del Norte deposit, Cordillera del Cóndor Project, Zamora-Chinchipe Province, Ecuador. Report Vol 1. Kinross Gold Corporation.

KENNERLEY B. (1980) Outline of the Geology of Ecuador. British Geological Survey, Overseas Geology and Mineral Resources, 55, pp. 20.

KUMMERT P. & CASAK C. (1986) Granulometría de areniscas cementada con sílica, aplicación a la determinación de los ambientes de sedimentación en la Formación Hollín del Campo Bermejo-Sur. IV Congreso Ecuatoriano de Geología, Minas y Petróleos. Colegio de Ingenieros Geólogos de Minas y Petróleos de Pichincha, Quito.



HOJA GEOLÓGICA-A1 (77NW)
ZAMORA (1996)

INTRODUCCIÓN

La Hoja Geológica de Zamora, escala 1:50000, se encuentra ubicada en la parte suroriental del país, entre las estribaciones de la Cordillera Real y parte de la Cordillera Oriental, perteneciente a la provincia de Zamora Chinchipe.

Esta Hoja comprende una superficie de 512.5km^2, delimitadas por las siguientes coordenadas: 78°45’00’’ hasta 79°00’00’’ Longitud Oeste y 04°00’00’’ hasta 04°10’00’’ Latitud Sur.

El acceso se lo realiza por vía aérea desde Quito y/o Guayaquil, a la ciudad de Loja.

El clima del área fluctúa entre los 18° y 22°C, que corresponde a la formación ecológica de Bosque húmedo Pre-Montano (bh-PM).

La hidrografía está conformada por el río Zamora, como su drenaje principal, con un recorrido hacia el Este y luego cambia hacia el Noreste, desde la ciudad de Zamora. Los afluentes principales son por la margen derecha, los ríos Bombuscara, Jambué, Numbami, Nambija y por la margen izquierda el río Timbara.

Se definieron 4 zonas geomorfológicas: zona plana, zona semiplana, zona de lomas alargadas y zona de alta montaña.

Existe un fuerte fallamiento en lo que corresponde a la cordillera de Nanguipa con orientación predominante N-S.

GEOLOGÍA

El área estudiada forma parte de la cuenca sedimentaria entre los Andes y el Escudo Brasileño.

Regionalmente, la geología del área de estudio se la describe a continuación:

De acuerdo con la edad de las rocas presentes, tenemos una secuencia de rocas metamórficas, constituidas por cuarcitas, esquistos cloríticos, moscovíticos y grafíticos; filitas, pizarras, gneis y gneis graníticos, de edad paleozoica, pertenecientes al Grupo Zamora que siendo las más antiguas, podrían considerarse como el basamento y lo constituye el Grupo Zamora.

En el nuevo mapa geológico del Ecuador, escala 1:1000000, publicado bajo el Convenio de Cooperación Técnica entre Ecuador y Gran Bretaña, consta como Unidad Chigüinda, compuesta de filitas y cuarcitas y la Unidad Agoyán de esquistos y gneis semipelíticos, datados con K/Ar de 350 Ma.

A continuación, se tiene las rocas intrusivas graníticas y granodioríticas del Batolito de Zamora, de edad jurásica, entre 150 a 220 Ma, que intruyen a las rocas metamórficas y sedimentarias (Boletín Geológico Ecuatoriano del CIGMYP).

También afloran en el área rocas sedimentarias y volcánicas de la Formación Santiago y de la Chapiza (?) como volcánicos continentales tipo flysch, de edades jurásica y jurásica-cretácica respectivamente, las cuales han sido afectadas por las rocas intrusivas, dando lugar a rocas tipo skarn, de presión y temperatura alta con mineralización de oro, granates y otros minerales.

También afloran unidades geológicas más recientes, representadas por depósitos coluviales, terrazas, deslizamientos, que sobreyacen parcialmente a las rocas más antiguas.

ESTRATIGRAFÍA

Las rocas encontradas en el área del presente estudio varían en edad desde el Paleozoico hasta el Cuaternario Reciente.

Grupo Zamora (P_{Zz}) (Triásico, 200 a 200 Ma): El afloramiento de rocas metamórficas en la Hoja Geológica de Zamora, ubicado al Oeste de la misma, se lo ha designado como Grupo Zamora, según el Mapa Geológico del Ecuador, escala 1:1000000 año 1982, que es una continuación de la Serie Paute, en la zona Este de Cuenca.

En el nuevo Mapa Geológico del Ecuador, escala 1:1000000, publicado bajo el Convenio de Cooperación Técnica entre Ecuador y Gran Bretaña, consta como Unidad Chigüinda, exclusivamente conformada por filitas y cuarcitas, esquistos y gneis semipelíticos de la Unidad Agoyán, de edad Triásica, que pertenece al “Terreno Loja”, en la Cordillera Real.

El grado de metamorfismo varía desde filitas hasta granito metasomático.

Las rocas de bajo grado consisten de filitas, esquistos sericíticos, esquistos cuarcíticos y cuarcitas. Hacia el Este de la Hoja, el grado de metamorfismo aumenta, ya que se ven esquistos biotítico-moscovítico, gneis y gneis granítico de grano grueso. El rumbo general de la foliación es de N-S a NNE-SSO.

Las rocas están plegadas isoclinalmente. Un solo periodo de deformación es evidente. Se piensa que el Grupo se deriva de una secuencia gruesa de sedimentos clásticos, consistiendo principalmente de material argiláceo y arenáceo.

Estas rocas metamórficas forman parte del núcleo metamórfico de la Cordillera Real o Central y se observan en varias partes de la zona Oeste de la Hoja: alrededores del sector de La Fragancia (7239-95530); sector El Limón y la quebrada del mismo nombre, según (7250-95496); quebrada Gemairo (7262-95525); que están en contacto con rocas volcánicas y por el carretero nuevo en construcción, (7223-95533), en donde se observan filitas y gneis con vetas de cuarzo lechoso de unos 50cm de espesor. Por el sector de la Pituca se encontraron rodados de esta roca metamórfica y consta en el informe de la Cía. Minera La Reina.

Formación Santiago (J_S) (Jurásico, Liásico-Sinemuriano): En informes publicados por la Shell en 1940, Goldschmid bautiza a esta Formación; de igual manera Ribadeneira J. A., en 1942, en la Minería y el Petróleo en el Ecuador, pág. 79.

En la Hoja Geológica de Zamora, la Formación Santiago se encuentra ubicada en el sector Este de la misma, limitada por el intrusivo, sea en contacto o por fallamiento.

De acuerdo con las observaciones de campo, en el camino que conduce de Nambija a Guaysimi Alto, se observan afloramientos de rocas sedimentarias, principalmente calizas de color gris claro, grano fino a medio, según el punto de muestreo ND-21, sobre un farallón, de 1970 msnm. Estas rocas aparecen muy cercanas y en contacto con brechas y tobas volcánicas silicificadas.

Son rocas muy duras tiene un espesor aproximado de 100m de espesor, se encuentran inclinadas, diaclasadas y falladas; contienen leyes apreciables de oro, que ha sido explotado por varios años mediante galerías profundas.

Entre los minerales principales el granate está formando agregados cristalinos, cementados con cuarzo. La epidota de cristales alargados formando agregados compactos de la serie isomórfica de Epidota-Clinozoisita en un 15%. La calcita se presenta en forma de vetillas en la roca, se trata de un Skarn Granatífero.

Las brechas volcánicas son de colores abigarrados, grano grueso a fino, con fragmentos líticos angulosos, de origen volcánico de hasta 4cm, silicificados, compactos, duros mineralizados con piritas, diaclasada, superficialmente meteorizada a una arcilla de color amarilla-rojiza.

Estas brechas fueron encontradas al Norte de Campanilla, Nambija, quebrada del Fierro, camino de Nambija a Guaysimi Alto y en el camino de Guaysimi Alto hacia Sultana del Cóndor que parece extenderse fuera del área trabajada hacia el Sur.

Las tobas se las encuentra generalmente sobre la cima de la cordillera de Nambija y sus ramales, formando la cresta y cobertura de las brechas volcánicas.

Se estima que estas rocas, tanto las andesitas, andesitas basálticas, brechas y tobas volcánicas, pertenecen a la Formación Santiago, según lo que describe el boletín explicativo del Mapa Geológico del Ecuador (1982).

ROCAS INTRUSIVAS

El Batolito de Zamora está compuesto por un conjunto de rocas granitoides, variando desde granitos hasta granodioritas hornbléndicas de grano grueso a medio, de color gris mate a rosado, con cristales de cuarzo, ortoclasa, plagioclasa y hornblenda bastante grandes, de 1 a 2cm de largo por 1cm de ancho. Se halla muy compacta, dura cuando está fresca y diaclasada; meteoriza a una arena gris moteada de negro o una arcilla rojiza. Esporádicamente se encuentran diques de roca aplítica o riolítica de color claro y grano fino.

Este gran intrusivo aflora al Este como al Oeste de la Cordillera de Nanguipa, formando franjas longitudinales por ambos lados, con dirección N-S, delimitados en su mayor parte por fallas de dirección N-S; sin embargo, se debe asumir que el basamento de la Cordillera de Nanguipa, está formado por rocas de composición granítica y se extiende hacia el Este, fuera de la Hoja de estudio.

Según John Baldock, en el Mapa Geológico del Ecuador de 1982, la edad de estas rocas es jurásica.

El magmatismo que generó este intrusivo es también el responsable del metasomatismo de las rocas de la Formación Santiago, formándose el skarn aurífero, que se extiende a lo largo de la Cordillera de Nanguipa.

El intrusivo se observa en el trayecto que va desde la ciudad de Zamora hasta el sector de Romerillos, que es el límite de la Hoja.

En este sector se observaron principalmente rocas graníticas, de color gris, moteada de negro, de grano medio a grueso, que contienen plagioclasas, ortoclasa, hornblenda y cuarzo, en afloramientos de rocas que varían de compactos, diaclasados, frescos a muy alterados y meteorizados, ubicados a lo largo del carretero de tercer orden y en la margen izquierda del río Jambué.

En varios diques fueron observados las rocas intrusivas del sector, variando su espesor desde los 20cm hasta los 1.50m; por lo general estos son de color gris verdoso u obscuro, de tipo basáltico.

Rocas metasomatizadas (J_{SK}): El skarn está en un área cratónica, sin evidencia de eventos regionales penetrativos, tectonometamórficos.

El skarn de Nambija se deriva de la secuencia volcano-sedimentaria perteneciente a la Formación Santiago. Un rasgo de este skarn, es la presencia de granates no isotrópicos con patrones de crecimiento distinto. Este skarn ha tenido alteraciones tardías y sus estudios de inclusión de fluidos, indican temperaturas epitermales con salinidad creciente, habiéndose depositado el oro durante este proceso.

La zona skarnificada según las observaciones de campo, se extiende desde Campana, al Norte del área trabajada, pasa por Campanilla, Nambija, Guaysimi Alto, Sultana del Cóndor y se extiende hacia el Sur fuera del área, constituyendo un cuerpo irregular ramificado, con una orientación Norte-Sur y ocuparía una posición espacial tabular, entre cotas de 1700 hasta 2500 m.s.n.m.

Las rocas de esta zona son de colores variados predominando el gris verdoso, con presencia de granate, variedad grosularia y andradita en masas granulares, cuarzo en vetillas, epidota en manchas de color verde claro, calcita y yeso, en lentes, ortoclasa en masas cristalinas, clorita en manchas de color verde oscuro. Contienen oro visto en pequeños cuerpos llamados clavos y oro diseminado, dentro de la roca que no es observable macroscópicamente. La génesis de esta zona de skarn, se estima como un producto de la acción de las rocas magmáticas cargadas de líquidos y gases minerales sobre las rocas carbonatadas de la Formación Santiago, produciendo un intenso metasomatismo termal y metamorfismo de contacto.

Las rocas mineralizadas con oro, se presentan como cuerpos sin forma definida, tipo bolsones de varios metros de largo, pocos metros de ancho y espesor, de donde se extraen muchos kilogramos de oro de alto quilataje.

Formación Chapiza (JK_{Ch}) (Jurásico-Cretácico): La Formación Chapiza Superior, está conformada por lutitas, areniscas y conglomerados de color rojo; existen también areniscas feldespáticas, tobas de color gris, verde y violeta, areniscas tobáceas, brechas y basaltos.

Algunos afloramientos se observaron en el área de trabajo, siguiendo los caminos que cruzan las partes altas de las cordilleras de Nanguipa, Curintza, Piuntza, Nambija y el cerro El Toscón.

La Formación Chapiza se depositó en un ambiente continental y su espesor varía entre 600 a 4500 metros. En la Hoja esta Formación no alcanza espesores mayores de 400m, de acuerdo con las observaciones de campo realizadas.

Se observaron afloramientos que recubren una gran área del sector de Piuntza, conformados por conglomerados volcánicos, lavas, lutitas, que vendrían a ser los volcánicos Piuntza y brechas volcánicas, conocidos como brechas Sacansa.

En el nuevo Mapa Geológico del Ecuador, elaborado bajo el Convenio con la Misión Británica, a esta unidad, la consideran como volcanosedimentaria de edad Triásica, por haber encontrado bivalvos. El Ing. D. Philco, encontró en el sector de Timbara pequeños xenolitos con bivalvos Pectináceos y Entomonitis, datados como Triásico Medio a Superior.

Formación Hollín (K_H) (Cretácico): Descrita por primera vez por Wasson y Sinclair (1927), a lo largo del río Hollín, constituida por areniscas cuarzosas de color blanco/rosado, de granulometría media a gruesa, a veces con ripple marks.

La Formación Hollín se encuentra aflorando en la Hoja, en sitios no muy extensos, debido al levantamiento producido por efecto del intrusivo, y posterior erosión de las rocas a esta Formación.

Se caracteriza por areniscas cuarzosas, de grano fino a medio, color crema, textura azucarada, probablemente grauvacas, y se encuentra aflorando en el sector de Timbara cerca al aeropuerto localizado en la población. Se observa una estratificación casi horizontal, suprayaciendo a rocas volcánicas, posiblemente pertenecientes a la Formación Chapiza.

Depósitos superficiales (Holoceno): En el área mapeada se encuentran terrazas, coluviales, aluviales y derrumbes.

Terrazas (t, $t_{1\text{-}2}$): Amplias terrazas fueron observadas a los lados de los ríos Zamora, Bombuscara, Jambué, Timbara, Nambija y de las quebradas del Oro y Fierro, según las coordenadas (728000-9550000), (733700-9555000), las cuales se componen de clastos polimícticos, heterogéneos en tamaño, color y forma: ubicados en dos niveles, respecto al lecho del río. Tienen 10 metros de espesor promedio y cubren parcialmente a unidades rocosas más antiguas. La edad probable es Holocénica.

Coluviales (c): Grandes depósitos son identificados en los flancos de los ríos y quebradas de la zona estudiada, están formados por materiales desprendidos de las rocas aflorantes, en las cotas superiores por efecto de meteorización profunda y acción del agua.

Aluviales: Estos depósitos están formados por clastos de tamaños variables y de origen múltiple, desde cantos de 4m de diámetro hasta arcillas finas, están ubicados a lo largo de los ríos y quebradas del área trabajada; tienen potencias que varían desde 2 metros hasta 6 metros de espesor, en algunos sitios. Cubren parcialmente a rocas más antiguas, de edades paleozoicas, jurásicas y cretácicas.

Derrumbes: Los derrumbes que se han observado en el área, son producto de la inestabilidad del terreno, ocasionado por el desbroce de la capa vegetal y la tala indiscriminada de los bosques, especialmente en las áreas de explotación minera.

En varios sectores de los carreteros de tercer orden, que salen de Zamora hacia Cumbaratza, Namírez-Nambija y de Guaysimi a las zonas altas de la cordillera de Nanguipa, se han observado derrumbes, ocasionados por la falta de obras de ingeniería civil, tal como se observa en los sectores mineros especialmente en Nambija (ver mapa geológico) y en otros sectores, tales como en la carretera Loja-Zamora, con consecuencias lamentables de pérdida de vidas humanas.

Estos derrumbes se los ubica en el Cuaternario Reciente.

GEOLOGÍA HISTÓRICA

En este capítulo se efectúa una interpretación de los acontecimientos geológicos ocurridos en las diferentes épocas, relacionadas con el área de estudio.

En la zona austral del país, la Cordillera Central o Real de los Andes, forma dos ramales; uno que se desvía hacia el Occidente y constituye la Cordillera de Tahuín-Larga-Amotape y el otro ramal, que toma la clásica dirección andina, que constituye la Cordillera de Zamora.

El Cratón Amazónico, en el Este se estableció en el Proterozoico (Litherland et al., 1985) y durante el Paleozoico fue el sitio para la acumulación de depósitos de plataforma (Formaciones Pumbuiza y Macuma). En los tiempos Triásicos Superiores, una cuenca volcánica de "rift" fue desarrollada (división Isimanchi con fósiles Norianos) y durante tiempos jurásicos inferiores a medios esto fue intruido por una asociación vulcano-plutónica, calco-alcalina (División Zamora), mientras que, al Este, fueron depositadas las calizas de la Formación Santiago (Tomado del Informe de la Cordillera Real de la Misión Británica).

En el flanco oriental de la cordillera de Zamora, a lo largo de una falla de sobrecorrimiento o cabalgamiento, que es a su vez límite entre ésta y la zona subandina oriental, emerge un enorme batolito de composición granítica, macizo, de carácter ácido a intermedio, que en la actualidad alcanza una superficie de varios kilómetros cuadrados, conocidos como Batolito de Zamora.

El macizo de Zamora está en contacto con las rocas sedimentarias jurásicas y cretácicas de la cuenca oriental, que tienen gran porcentaje de rocas carbonáticas de las Formaciones (Santiago, Napo).

En los sitios donde el intrusivo granítico está en contacto con las rocas sedimentarias carbonáticas, se presenta el ambiente propicio para la formación de Yacimientos de Contacto Metasomático o de Skarn (A. Paladines y H. San Martín, DGGM, 1980 – mencionan sobre los yacimientos de skarn en esta zona). Debido a la interacción de las placas de Nazca y Sudamérica, se han producido yacimientos primarios favorables y definidos a través del método de prospección geoquímica.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

En la Hoja de Zamora, escala 1:50000, la geología ha sufrido un fuerte tectonismo, especialmente en la parte occidental de la Hoja, siendo afectado por un fallamiento regional, donde se destacan importantes fallas con rumbo preferencial NE-SO, como la falla pre-Cordillera y las de sentido E-O.

Dentro de estas fallas, se observa un cuerpo volcánico en contacto fallado con las rocas metamórficas y el intrusivo de Zamora.

El fallamiento regional ha sido afectado por la falla de cabalgamiento, que, siguiendo un rumbo Noreste-Suroeste, atraviesa regionalmente el sector del Río Curintza, cortando al intrusivo de Zamora y avanzando hacia el Norte entre el metamórfico y las rocas cretácicas.

Su plano de falla buza fuertemente al occidente, y en ocasiones es vertical.

Las rocas metamórficas de la Cordillera Real dispuestas al Oeste de la falla, se encuentran arrugadas en pliegues lineales, fuertemente comprimidos de convergencia al Este.

La falla de cabalgamiento viene a ser la falla pre-Cordillera, una de las más grandes en el país, con orientación N-S, claramente expresada en el actual relieve, el cual forma un escalón hacia el oriente, el mismo que se observa a lo largo de los Andes.

Se trata del límite entre la zona subandina y la Cordillera Real.

En la actualidad esta falla está representada por un sistema de fallas inversas y paralelas, que forman un sistema de escamas, con buzamiento al Oeste, que cortan estratos adyacentes a la falla, constituidos por rocas jurásicas, cretácicas y terciarias, dispuestas en pliegues lineales de convergencia al Este, que se extienden paralelamente a la falla.

El ancho de la zona fallada alcanza los 20km, a juzgar por su labio principal (bloque Oeste). A lo largo de las zonas de escamas, las rocas metamórficas que conforman la Cordillera Real, están sobrecorridas a la zona subandina a la Edad Meso-Terciaria.

Esta falla limita al Oeste la zona de difusión de rocas de edad paleozoica superior (Formaciones Pumbuiza y Macuma) y controla el volcanismo del Jurásico inicial.

En el Jurásico Superior se intruyeron a lo largo de esta falla tres batolitos (de Sur a Norte): el de Zamora, Abitagua y La Bonita.

En el Neocomiano, a través de esta falla la actividad magmática se manifestó con el derrame de lavas, que constituyen el miembro superior de la Formación Chapiza (Miembro Misahuallí).

Respecto a las fallas y fracturas que han afectado a las rocas skarnificadas, en donde están ubicados los yacimientos de oro, de Nambija, Campana, Campanilla, Guaysimi y Sultana del Cóndor, corresponde a una zona muy fracturada y con numerosas fallas entre las que sobresalen por su importancia las que tienen dirección Norte-Sur, una de ellas en contacto con el Batolito de Zamora, cruzando toda la Hoja en el sentido antes mencionado.

La zona es tectónicamente activa y constituye un cinturón fuertemente cabalgado, desplazado hacia el Este.

En el área de Nambija, cruzan tres fallas en sentido Norte-Sur, especialmente por el cerro Mapasingue, que le cruzan dos fallas muy visibles en el chequeo de campo, una en sentido Norte-Sur y otra de Este a Oeste y relacionadas con la mineralización de oro, tipo hidrotermal, sitio en donde se explota con gran rendimiento.

Debido a la acción de estas fallas, se produjo la skarnificación tipo bolsones, aparece en dos fases, una rica en minerales y otra pobre, en diferentes niveles.

La mineralización sigue la dirección de las fallas tanto longitudinales como transversales, en un callejón de hasta 4 kilómetros de ancho y que están alineadas, sea hacia el Sur o el Norte de Nambija, ya que se tiene asentamientos mineros en esa dirección como Campana, Campanilla, Cumay, Guaysimi y Sultana del Cóndor.

El skarn está cruzado por fallas en sentido Norte-Sur, Noreste-Suroeste y Este-Oeste: así como diaclasas y fracturas.

En la parte superior están depositados remanentes de tobas volcánicas, pertenecientes a la Formación Chapiza (JKCh).

GEOQUÍMICA

La prospección geoquímica de esta Hoja, escala 1:50000, fue realizada conjuntamente con el levantamiento geológico.

Del muestreo de sedimentos pesados y fluviales, a nivel regional, se determinó zonas de mucho interés anomálico para Cu, Pb, Zn, Mo, Au y Ag.

La investigación de los minerales pesados se realizó por el método de la batea, principalmente rastreando al oro, como guía fundamental en la búsqueda de depósitos auríferos.

Los datos de este muestreo son más confiables, puesto que se observa directamente el mineral y se chequea en el mismo sitio.

Como principales zonas mineralizadas dentro de la Hoja que se estudió, tenemos: Nambija, Guaysimi Alto, Campana, Campanillas, Sultana del Cóndor, Cumay, que en la actualidad se están explotando.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

El área en estudio es una de las zonas potencialmente más ricas, en lo que tiene relación con la existencia de yacimientos minerales metálicos y no-metálicos, de tipo económico.

En la actualidad, la provincia de Zamora Chinchipe, ha tenido un gran repunte por el redescubrimiento de yacimientos de oro y demás minerales polimetálicos, ya que, desde los tiempos de los Incas, existían estos yacimientos.

PRINCIPALES MINERALES METÁLICOS

Oro: Las rocas de interés económico se encuentran especialmente en la zona de skarn, de donde se extrae el oro en considerables cantidades, a partir de 1970 aproximadamente.

El oro de Nambija es el más puro de la región, ya que tiene 23.9 quilates, aparece en forma de bolsones, de origen hidrotermal, primario, blando y maleable de dureza entre 2.5 y 3, de color amarillo intenso, brillo metálico.

Plata: Los resultados obtenidos en el laboratorio, han demostrado la existencia de mineral de plata, en varios lugares que se hizo el muestreo geoquímico, los cuales están ubicados de acuerdo con las coordenadas, en la Hoja respectiva para este mineral.

Sus características principales son: color blanco grisáceo, brillo metálico y que se conoce como color plata, fractura astillosa, dúctil y maleable, dureza igual al oro, peso específico muy alto de 10.5 gr/cc.

Existen otros minerales como: cobre, plomo, zinc que se encuentran asociados a las menas principales en el sector de Nambija.

MINERALES NO-METÁLICOS

Caliza: Se localiza en varios sitios, asociados con la Formación Santiago y que han sido ploteados en la Hoja de Zamora; sectores de Campanilla y Campana.

Feldespatos: Hay dos o tres sitios que constan en la Hoja de Zamora, con las respectivas coordenadas para su fácil ubicación; sector del río Jambué.

Se presenta en maclas, entre los principales feldespatos están la ortosa (silicato alumínico potásico), la anortita (silicato alumínico cálcico) y la albita (silicato alumínico sódico).

Caolín: Los depósitos de caolín no son muy representativos de la Hoja de Zamora.

El caolín proviene de la descomposición de las rocas magmáticas y ácidas (tipo leucogranito), ricas en feldespatos potásicos y pobres en ferromagnesianos. El caolín está asociado con las rocas intrusivas, sin embargo, no se tienen grandes depósitos: existen indicios en la vía a Romerillos Alto.

Arcillas: La arcilla se utiliza para la industria de la cerámica, como impermeabilizantes y para la filtración del agua para mejorar la calidad.

REFERENCIAS

BALDOCK J. (1982) Mapa Geológico del Ecuador.

CIGMYP (s.f.) Boletín geológico ecuatoriano N° 2 y 3.

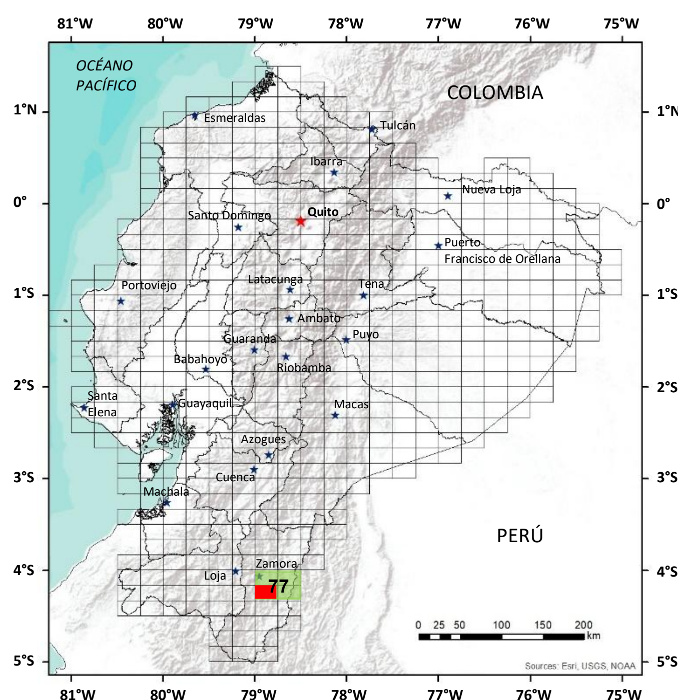
CORDILLERA REAL, INFORMES GEOLÓGICOS

LITHERLAND M. (1994) Mapa Geológico del Ecuador.

SAN MARTÍN H. & PALADINES A., (1989) Zonificación Geotectónica y Metalogenia del Ecuador.

SAUER W. (1965) Geología del Ecuador

WOLF T. (1892) Geología y Geografía del Ecuador.



HOJA GEOLÓGICA-A3 (77SW) CORDILLERA DE TZUNANTZA (1998)

INTRODUCCIÓN

La Hoja Cordillera de Tzunantza (77SW), se encuentra localizada al SE del país, estribaciones de la Cordillera Oriental, provincia de Zamora Chinchipe, Cantón Zamora. Abarca una superficie estimada de 512.5 km^2, delimitada por las siguientes coordenadas:

Latitud Sur 4°10’00’’ – 4°20’00’’

Longitud Oeste 78°45’00’’ – 79°00’00’’

Las principales vías de acceso a la zona son las carreteras de primer y segundo orden Loja-Zamora-Romerillos, Loja-Zamora-Guaysimi. Forma parte de la cuenca hidrográfica del río Santiago (N°28, Mapa Hidrogeológico del Ecuador 1983), subcuenca del río Zamora; el patrón de drenaje predominante es el dendrítico donde los ríos tributarios y quebradas están en su etapa juvenil de formación; el relieve varía desde zonas semiplanas a zonas de páramo.

El clima varía desde tropical húmedo a cálido (tropical lluvioso); no existen estaciones definidas de invierno y verano, normalmente llueve durante todo el año, existiendo un decrecimiento en los meses de septiembre a enero. La vegetación es variada de tupida a escasa de páramo.

En el área de estudio, se han encontrado rocas con edades que van desde el Paleozoico al Cuaternario, donde se ha producido gran actividad tectónica, evidenciada por fallas y fracturas.

En la zona los ambientes geológicos son favorables para la acumulación de depósitos tanto metálicos como no-metálicos, generalmente el sector ganadero y maderero son las únicas fuentes de ingreso, sin embargo, en la actualidad se ha incrementado la actividad minera donde empresas y familias se han dedicado a la explotación artesanal de oro.

GEOLOGÍA

El área de estudio está constituida por un basamento de rocas Paleozoicas que conforman la Cordillera Real, que se encuentran cabalgando sobre rocas jurásicas-cretácicas de la cuenca oriental. Están constituidas principalmente por esquistos cuarcíticos, en parte cloríticos, depósitos volcano-sedimentarios (lavas y brechas) de edad jurásica-cretácica. Los depósitos superficiales representan los eventos geológicos más jóvenes.

Geológicamente el rasgo más importante constituye el Batolito de Zamora, ubicado al Este de la falla de cabalgamiento, recubriendo mayormente parte de la Hoja con una dirección predominante N-S.

En el área se identifican fallas regionales de dirección predominante N-S, como también fracturas pequeñas que cruzan la zona longitudinalmente y transversalmente.

ESTRATIGRAFÍA

Se ha definido con base en la información recopilada y observaciones de campo; corresponden a rocas que se encuentran dentro de un rango de edades que van desde el Paleozoico hasta el Holoceno.

Las rocas más antiguas representadas por el conjunto metamórfico, están ubicadas al Oeste y centro-oriente de la misma; éstas se encuentran en contacto con rocas intrusivas de edad Jurásica y rocas jurásico-cretácicas (Mesozoico) de la cuenca oriental.

Luego se sitúa la Formación Santiago (sedimentos Chumbiriatza), y Chapiza, señalando el inicio de la transgresión cretácica.

Finalmente, los depósitos cuaternarios están representados por aluviales, coluviales y suelos superficiales o de alteración.

Rocas metamórficas (Grupo Zamora) (P_{Zz}) (Paleozoico): Se localizan al Oeste de la Hoja, están en las estribaciones andinas; representadas por rocas metamórficas paleozoicas, que afloran en contacto con el paquete de rocas jurásicas-cretácicas de la cuenca oriental mediante fallas de sobrecabalgamiento de rumbo N-S, que es el principal elemento estructural que controla la configuración tectónica del área.

Este paquete de rocas metamórficas se lo designa como Grupo Zamora (DGGM, Mapa Geológico del Ecuador; escala 1:1000000, 1982); está conformado por esquistos, cuarcitas y gneis. En el Mapa de Ocurrencias Metálicas de las Fajas Metamórficas Sur de la Cordillera Real y El Oro, editado por la Misión Británica y CODIGEM (1994), a este grupo se le define como “Unidad Isimanchi”, y está constituido por filitas negras y mármoles.

El grado de metamorfismo Cerro Tronche (7073-95359) Hoja de Vilcabamba, es de bajo grado, donde se observa la presencia de filitas, esquistos sericíticos, esquistos cuarcíticos y cuarcitas; hacia el Este el grado de metamorfismo aumenta, lo que se evidencia por la presencia de esquistos biotíticos, moscovíticos, gneis y gneis granítico de grano grueso.

La foliación presenta rumbos generales N-S a NNE-SSO (NE 20°-30°) y buzamientos de 40-50°; observándose plegamientos isoclinales, (7225-95425). Estas rocas forman parte del núcleo metamórfico de la Cordillera Real.

En la vía Zamora-Romerillos, (7287-95433) en un deslave ocurrido en la quebrada La Pituca, se observan grandes bloques de rodados de rocas metamórficas gneis de color gris a café, textura afanítica y estructura bandeada; rodados de cuarzo lechoso con manifestaciones de sulfuros.

En las vertientes occidentales de la Cordillera La Wintza y la quebrada Shaime, afloran rocas metamórficas, macroscópicamente consisten de gneises cuarzo feldespáticos con presencia de clorita y epidota; afloramientos de esquistos cuarzo anfibolíticos con plagioclasa y hornblenda, en estos afloramientos se presenta calcita, cuarzo y sulfuros en forma diseminada.

En las estribaciones de la Cordillera La Wintza (7468-95347), se observan gneises cuarzo feldespáticos con clorita y epidota.

Formación Santiago (J_S) (Jurásico): No aflora en la Hoja, pero es importante por la ocurrencia de skarnificación en la zona; está constituida por una secuencia de calizas silíceas en capas delgadas, de color gris obscuro, intercaladas con areniscas calcáreas, lutitas negras. Hacia el Oeste se vuelve volcánica con presencia de brechas, tobas y lutitas, intruidas por pórfidos.

Rocas metasomatizadas (zona de skarn) (J_{SK}) (Jurásico): Esta unidad está representada por rocas volcanosedimentarias, con orientación N-S de tonalidad verdosa, que han sido intruidas por el granito que corresponde al Batolito de Zamora de edad jurásica. Estas rocas presentan alteraciones hidrotermales como silicificación, carbonatación y epidotización, los que se relacionan con la mineralización aurífera diseminada en la zona.

El skarn de Nambija se forma por la secuencia volcanosedimentaria perteneciente a la Formación Santiago; se observa la presencia de granates no isotópicos con patrones de crecimiento distinto, este skarn ha tenido alteraciones tardías y estudios de inclusión de fluidos indican temperaturas epitermales con salinidad creciente y depositación aurífera durante el proceso.

En la Hoja se localiza en la parte NE, correspondiente a las partes altas de la Cordillera La Wintza; estructuralmente se encuentra fallado por lo que las rocas más antiguas se han sobrepuesto a las Formaciones sedimentarias de la región oriental; se presentan rocas graníticas pertenecientes al Batolito de Zamora, compuestas de cuarzo, hornblenda, mica y mineralización de sulfuros que se encuentran rellenando las fracturas.

En el punto de (7455-95347), macroscópicamente observamos en la roca una textura masiva, de color gris verdoso, fuertemente cloritizada, epidotizada y carbonatada con un alto grado de alteración hidrotermal, características del skarn.

El skarn es producto de la acción de rocas magmáticas cargadas de líquidos y gases minerales sobre las rocas carbonatadas de la Formación Santiago, produciendo un intenso metasomatismo termal y metamorfismo de contacto.

ROCAS INTRUSIVAS

Batolito de Zamora (Jurásico): Este cuerpo intrusivo de gran tamaño, aflora en la mayor parte de la Hoja; presentando forma alargada con dirección preferencial NNE-SSW y representa aproximadamente un 70% del total de las rocas del área de estudio.

El Batolito de Zamora es de composición calco-alcalina, compuesto de rocas granitoides, que varían desde granitos leucocráticos, dioritas, dioritas cuarcíferas hasta granodioritas hornbléndicas. Este conjunto de rocas es de grano grueso-medio, de colores grises a rosados, con presencia de cristales de cuarzo, ortoclasa, plagioclasa y hornblendas de tamaños hasta 2cm de largo.

Con base en dataciones efectuadas por Kennerley (1973) de una muestra de granito tomada en el río Numbala, zona adyacente al Oeste de la Hoja, dio una edad del Jurásico, la cual estaría relacionada con el Batolito de Zamora.

Una muestra tomada en la zona de Guaysimi por la Misión Británica (Litherland, 1987), datada por el método K-Ar, da una edad Jurásica. En virtud que el batolito no está deformado los datos conseguidos representan edades de enfriamiento magmático que indican que el plutonismo fluctúa entre aproximadamente 15° y 9°C, su edad jurásica muestra que es parte del Batolito Regional de Zamora.

Este cuerpo se observa en el trayecto desde Zamora hasta las cabeceras del Alto Nangaritza, con el predominio de rocas graníticas de grano grueso y de color gris con tonos rosados, fenocristales de feldespato potásico, ortoclasas con alto contenido de cuarzo y hornblendas de variados tamaños. Los afloramientos son compactos, diaclasados, frescos o meteorizados.

La variación mineralógica del intrusivo es interesante en dirección SO, observándose un granito biotítico al Sur de Zamora, con elevado contenido de cuarzo y feldespato en cristales hasta centimétricos.

En el trayecto de Surmi al río Chumbiriatza (7465-95327), se tomó una muestra de diorita compuesta principalmente por minerales de plagioclasa, cuarzo, biotita, hornblenda y feldespato potásico y minerales secundarios: sericita, clorita y epidota; su textura es granítica indicando la influencia del intrusivo sobre las rocas sedimentarias, lo que ocasiona la transformación de la roca en skarn. Igualmente, en la margen izquierda del río Chumbiriatza (7467-95325), afloran rocas intrusivas, de color gris verdoso, compactas de grano medio, fenocristales de plagioclasa, hornblenda, biotita y cuarzo.

El magmatismo que generó este intrusivo, es el responsable del metasomatismo de las rocas de la Formación Santiago, dando lugar al skarn aurífero que se extiende a lo largo de la Cordillera de Nanguipa y parte de la Cordillera La Wintza.

Varios diques lávicos de variado espesor han cortado a las rocas intrusivas, por efecto de la ascensión de magmas evolucionados mediante flujos permisivos a través de zonas de fallas y fracturas.

Unidad Piuntza (J_P) (Jurásico): Unidad determinada en el Mapa de Ocurrencias Metálicas, publicado por la Misión Británica en 1994. Litológicamente está constituida por lutitas calcáreas metamorfoseadas y por cantos de rocas ígneas y cuarzo.

Escasos afloramientos fueron reconocidos a lo largo del río Shaime, en el punto de (7455-95325) y parte baja del río Chumbiriatza y en las quebradas que desembocan en las cabeceras del Nangaritza (7335-95226); constituidos por cantos de rocas silíceas de color blanco, grano fino a medio, y conglomerados medios metamorfizados. En la vía a San Luis (7267-95201) se observa una roca alterada de color blanco, porfirítica con cristales de cuarzo bipiramidales, feldespato y plagioclasa, conformando un cuerpo alargado, milonitizado; probablemente se trata de una brecha volcánica con fragmentos líticos y mineralización de oro pirita sobreyaciendo a las microgranodioritas, dioritas y rocas porfiríticas del Batolito de Zamora.

La zona en general está relacionada con rocas intrusivas que pertenecen al Batolito de Zamora, el intrusivo granítico ha sido alterado por la meteorización, tiene una composición media a ácida, cuyos componentes principales son minerales de cuarzo, ortoclasa y en menor proporción hornblenda y mica.

En la Hoja de Zamora escala 1:100000, esta unidad pertenece a la Formación Santiago, se la ha subdividido en dos unidades bien definidas que son: Metasedimentos Shaime y Volcánicos Chumbiritaza; en el mapa de la Misión Británica 1994, la Unidad Piuntza, pertenece al Terreno Amazónico y le asignan una edad triásica.

Formación Chapiza (JK_{Ch}) (Jurásico): Definida por Goldschmid en 1940 en informes no publicados por la Shell; está formada por capas rojas de origen continental que incluyen areniscas y lutitas, con intercalaciones frecuentes de porfiritas y rocas efusivas.

Esta unidad se encuentra poco expuesta en la Hoja, aflorando en la parte NO a lo largo del río Curintza y como una pequeña apófisis en la Cordillera La Wintza como Miembro Superior Misahuallí.

No se observó ningún afloramiento de trascendencia; sin embargo, en muestras tomadas en la quebrada Paladines y recinto El Limón (7259-95514), se deduce que se trata de rocas de grano fino a grueso, duras, compactas con diaclasas, textura porfirítica con presencia de fenocristales feldespáticos en una matriz afanítica vítrea, algunos rodados presentan mineralización de sulfuros.

En las Hojas Zamora, escalas 1:100000 y 1:50000, a estos conglomerados y lavas sus autores las definen como Volcánicos Piuntza de edad Jurásica-Cretácica, originados por la falla de sobrecorrimiento que se tiene en el contacto del intrusivo y las rocas volcánicas. Estos materiales sobreyacen a las rocas intrusivas.

La Formación Chapiza presenta un espesor variable de 600 a 3000m y se depositó en un ambiente continental, carece de fósiles guía, sin embargo, por datos palinológicos de la compañía Anglo Ecuadorian Oilfields (A.E.O.) se le asigna una edad Neocomiano-Aptiano.

Rocas Volcánicas Indiferenciadas (Pv) (Pleistoceno): Afloran en la parte SO de la Hoja, ocupando sectores locales de las partes altas de la Cordillera de Paredones; (7256-95207), corresponde a lavas riodacíticas de color gris verdoso, textura porfirítica, sobreyacidos por sedimentos tobáceos con una potencia aproximada de 8 a 10m.

DEPÓSITOS SUPERFICIALES (HOLOCENO)

Depósitos Coluviales (c): Se localizan al pie de terrenos de elevada pendiente, recubriendo los flancos de colinas y montañas, como producto de procesos erosivos y gravitacionales de rocas preexistentes.

Están conformados por gravas, arenas, limos y arcillas en diferentes proporciones, espesor variado que no excede los 20m.

Estos depósitos se localizan en las márgenes de los ríos Jambué, altos del río Nangaritza, quebrada Pailón y Neya.

Depósitos aluviales: Sus depósitos localizados en las márgenes de los ríos Jambué y Chumbiriatza; están conformados por rocas de diferente litología y materiales poligenéticos de tamaño variable, generalmente mal clasificados.

A pesar que el río Jambué transporta un porcentaje estimable de sedimentos, no existen grandes depósitos, debido a que los valles son estrechos y el cauce tiene una fuerte gradiente.

En el río Chumbiriatza existen unos pocos lavaderos auríferos que son explotados en forma artesanal por los moradores de la zona.

Derrumbes: Se encuentran principalmente a lo largo del carretero Zamora-Romerillos, y han sido originados entre otros factores por la inestabilidad de los taludes y la fuerte pendiente de los terrenos de la zona. Fundamentalmente se localizan a 1km al N de Romerillos.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El área de estudio presenta diferentes fases tectónicas que originaron estructuras observadas, eventos que han sido inferidos a través del análisis de las imágenes Radar, Landsat y fotografías aéreas.

La zona evidencia una gran actividad tectónica, lo que ha permitido el desarrollo de fallas y fracturas como producto de esfuerzos compresionales con orientación regional N-S, siendo la inclinación de sus planos de buzamiento hacia el W.

Fallas: El elemento principal que controla la configuración tectónica del área es la falla de sobrecabalgamiento denominada Falla Real, que determina el desplazamiento de las rocas metamórficas de la Cordillera Real, sobre los sedimentos jurásicos y cretácicos de la cuenca oriental.

Los movimientos a lo largo de ella han estado presentes en forma continua durante el Mesozoico y Cenozoico; paralela a esta falla se ha formado un sistema de fallas inversas y/o estructuras imbricadas que afectan a las Formaciones cretácicas y Batolito de Zamora, dando lugar a una zona de escamas y sobrecorrimientos cuya edad estimada es Miocénica (V. Encalada, 1981).

Esta falla manifiesta la actividad magmática, a través de flujos de lavas que constituyen hoy la Formación Chapiza (Miembro Superior Misahuallí), ocurrida en el Cretáceo Inferior. La actividad volcánica continúa hasta la presente fecha debido a los volcanes activos que se alinean a lo largo de la falla (Sangay, Reventador, etc.…); ésta tiene una dirección promedio de 10°O-15°S con buzamiento hacia el O.

Esta falla de cabalgamiento es falla precordillera con orientación N-S, claramente expresada en el actual relieve, y que constituye el límite entre la zona subandina y la Cordillera Real.

Otro sistema de fallas que controlan la configuración tectónica del área son las fallas Wintza y Nambija ubicadas al NE de la Hoja, se trata de un sistema de fallas inversas, cercanas entre sí, con dirección predominante N-S; han afectado a las rocas skarnificadas de Nambija, Cambana, Guaysimi y Sultana del Cóndor, zonas características de ocurrencia auríferas.

En el área de Nambija (zona ubicada en el sector N, fuera de la Hoja), cruzan tres fallas regionales en sentido N-S. Estas son causantes de la skarnificación tipo bolsones o diseminada, que existen en el área.

GEOQUÍMICA

El muestreo geoquímico se realizó simultáneamente con el levantamiento geológico, a través de la recolección de muestras de sedimentos fluviales y minerales pesados (método de la batea), rastreando principalmente al oro como guía en la búsqueda de depósitos primarios y placeres auríferos.

Los mapas adjuntos indican los resultados obtenidos en los análisis químicos realizados en los laboratorios de Chillogallo.

GEOLOGÍA HISTÓRICA

La Cordillera Real constituye el gran cinturón de rocas metamórficas de edad paleozoica, también forman parte de la cordillera norandina (W. Sauer, 1965), que hizo de umbral tectónico entre el O-E, función que la cumplió durante el Jurásico y debido a los primeros efectos orogénicos de la era Neoandídica superó en el Mesozoico el eugeosinclinal al O y el Miogeosinclinal al E.

La fase orogénica desarrollada en el Jurásico, tuvo enorme influencia en la formación inicial de la Cordillera Norandina (Fase orogénica peruana), aunque datos radiométricos sugieren un periodo de metamorfismo triásico, encontrándose una secuencia sedimentaria de gran volumen del Jurásico Inferior (Formación Santiago), acumulada en el miogeosinclinal de la Cuenca Oriente-Pongos, pudiendo haber sido en parte delimitada en el O, por el eje positivo submarino Olmos-Zamora (Baldock, 1982); es posible que al O de esta proto-cordillera, una cuenca eugeosinclinal más profunda empezara a desarrollarse; posteriormente se produjo una activación tectónica por fuerzas tangenciales extensionales y verticales, que ocasionaron fallamientos de las rocas del substrato pre-cretácico y ascensión de magma de composición media a básica característico de la etapa post-orogénica.

Durante el Jurásico Superior a Medio, fue intruido el Batolito de Zamora tipo-I, de composición calco-alcalina, que en forma alargada se extiende de N a S a lo largo de la faja subandina.

Estas intrusiones se originan en diferentes épocas como consecuencia de la interacción en las placas Nazca y Sudamericana, que además origina la gran falla de cabalgamiento con rumbo N. A través de esta falla en el Neocomiano, la actividad magmática se manifestó con el derrame de lavas, que constituyen el Miembro Superior de la Formación Chapiza (Miembro Misahuallí).

En los sitios donde el intrusivo granítico está en contacto con las rocas sedimentarias carbonáticas, se presenta un ambiente propicio para la formación de yacimientos en contacto metasomático o de skarn.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Con base en la recolección de muestras geoquímicas y en los resultados obtenidos en laboratorio, así como de las actividades mineras desarrolladas en la zona, podemos decir que, en esta región, existen indicios minerales como: oro, plomo, zinc, estaño, wolframio, anomalías de minerales radioactivos como vanadio y torio, relacionados con macizos graníticos que cortan a rocas metamórficas CEEA (Comisión Ecuatoriana de Energía Atómica).

Aunque la zona de estudio presenta ambientes favorables para la acumulación de minerales metálicos y no-metálicos, existe una incipiente actividad minera en la zona debido a la difícil accesibilidad.

Entre los principales sitios de interés tenemos, el distrito minero de “San Luis”, ubicado a 15km al Sur de Romerillos. La estructura de este yacimiento es muy irregular, donde las altas concentraciones de oro se encuentran en forma diseminada en arenas y gravas que han sido afectadas por fallas y fracturas que dificultan la extracción del material aurífero en forma continua.

Otros sectores de interés minero son los lavaderos localizados sobre los ríos Chumbiriatza y Nangaritza.

Como minerales no-metálicos tenemos indicios de calizas metamorfizadas (mármoles), en las estribaciones de la Cordillera de Paredones.

REFERENCIAS

BALDOCK J. W. (1982). Geología del Ecuador, escala 1:1000000.

BRISTOW C. R. & HOFFSTETTER (1977) Léxico Estratigráfico.

PALADINES A. (1989) Zonificación Geotectónica y Metalogénica del Ecuador.

SAUER. W. (1965) Geología del Ecuador, primera edición.

SANTAMARÍA W., ENDARA I., AGUILERA G., CEVALLOS J., (s.f.) Informe de reconocimiento área Nambija.

TROUW R. (1974) Cuatro cortes de la faja metamórfica de la Cordillera Real del Ecuador.

TRABAJOS RECOPILADOS

CODIGEM (1996) Hoja geológica de Zamora, escalas 1:100000 y 1:50000.

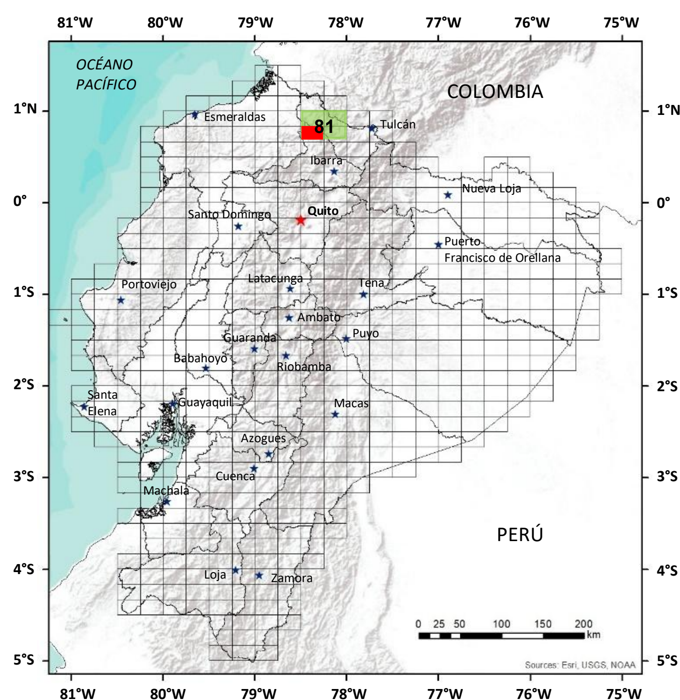
CODIGEM-M. BRITÁNICA (1994) Mapa de Ocurrencias Metálicas de las Fajas Metamórficas Sur de la Cordillera Real y El Oro

DGGM-UK (1979) Hoja Geológica Las Aradas, escala 1:100000

INEMIN (1983) Mapa de Compilación Geológica de la Provincia de Zamora Chinchipe, escala 1:50000.

INEMIN-M. BRITÁNICA (1990) Geología y Potencial Mineral de la Cordillera Real, Ecuador.

VARIOS (s.f.) Informes técnicos de varias concesiones mineras en la Provincia de Zamora Chinchipe (DINAMI).



HOJA GEOLÓGICA-B3 (81SW)
JIJÓN Y CAAMAÑO (2014)

INTRODUCCIÓN

El área de estudio constituye la Hoja Topográfica Jijón y Caamaño escala 1:50000 de la clasificación cartográfica nacional. Se ubica en el Norte del país, en la región Sierra en las Provincias de Imbabura, Carchi y Esmeraldas. El acceso principal constituye a través de la Panamericana Norte hasta el poblado de Salinas, posteriormente se desvía por la carretera Salinas-San Lorenzo hasta llegar al poblado de Jijón y Caamaño. Para el estudio se incluyeron senderos, trochas y caminos de verano. Posee elevaciones que varían desde los 600 hasta los 2900 metros sobre el nivel del mar.

GEOLOGÍA

La zona se encuentra constituida principalmente por unidades geológicas de edad Cretácica y Eocénica, además de la presencia de volcanismo Oligocénico y Mio-Pliocénico las cuales se detallan a continuación:

Unidad Naranjal (K_{Na}): Se caracteriza por basaltos con estructura de almohadilla y sedimentos intercalados. Petrográficamente los basaltos son de color gris oscuro, textura amigdaloidal, plagioclasa y prehnita rellenan las amígdalas, presenta fuerte magnetismo. Tiene vetillas de cuarzo y una leve alteración propilítica (clorita - epidota - carbonato). Presentan bajo contenido de sulfuros (pirita) por lo general en los planos de debilidad. Se considera rocas de un ambiente de arco de islas con afinidad toleítica (Boland et al., 2000). Forma parte del basamento Cretácico, se encuentra subyaciendo discordantemente a la Unidad El Cristal y a la Unidad San Juan de Lachas (Miembro 3) al Oeste del área de estudio.

Unidad Mulaute (K_{Ml}): Comprende una secuencia marina que va desde brechas volcánicas, lavas andesíticas y areniscas de grano grueso en el Este, a limolitas gris oscuras y lutitas hacia el Oeste. En la zona de estudio aparece como fajas de dirección NE-SO, litológicamente se la separa en dos miembros:

Miembro 1 (K_{Ml1}): Se expone ampliamente en las partes altas de la cuenca hidrográfica de la quebrada La Floresta y del río Toctemí en las coordenadas (UTM: 788820E; 10074000N). Forma una faja de dirección NE-SO de aproximadamente 2.5 km de ancho. Consiste en una secuencia de lutitas y limolitas negras intensamente deformadas. Se observan adicionalmente brechas finas matriz soportadas con clastos de composición basáltico - andesítico y brechas gruesas deformadas. La secuencia está en contacto fallado al Oeste con la Unidad San Juan de Lachas (Miembro 1) y al Este con la Unidad Mulaute (Miembro 2) además esta subyacente discordantemente con la Unidad El Laurel. Su génesis se relaciona a un abanico turbidítico submarino proximal, proveniente de una fuente volcánica contemporánea, de afinidad de arco de islas de composición andesítica.

Miembro 2 (K_{Ml2}): Constituye una faja de dirección NE-SO de aproximadamente 2 km de ancho. Afloran en el sector Sur en las coordenadas (UTM: 792047E; 10074000N). Es una secuencia de tobas líticas y microbrechas polilíticas de color verde, masivas, compactas. Los líticos de las brechas son volcánicos de composición andesítica, de color rojizo y verde, de textura afanítica – microcristalina. Este miembro se encuentra separado en contacto fallado por la Unidad Pilatón (Miembro 2) y la Unidad Mulaute (Miembro 1). Por las características de sus estratos, se considera que el ambiente de depósito de la secuencia es marino proximal.

Unidad Pilatón (K_{Pl}): En la zona de estudio únicamente aflora el Miembro 2 de la Unidad, definida en el Mapa La Merced de Buenos Aires escala 1:50000.

Miembro 2 (K_{Pl2}): Aflora principalmente al Sureste de la Hoja Jijón y Caamaño, en la parte alta del Río Parambas y hacia el Sur del poblado de Urbina. Además, se encuentra presente en el Río San Gerónimo en las coordenadas (UTM: 806222E; 10073631N), en donde se puede observar paquetes sedimentarios estratificados verdes intercalados con niveles de cherts de 20 cms de espesor. La unidad consiste de rocas sedimentarias pelíticas verdes que van desde grauvacas hasta cherts. Los sedimentos finos están conformados por lutitas de color gris a verde claro, estratificados, altamente consolidados, silicificados y cloritizados. Las secuencias sedimentarias forman parte del basamento de la Cordillera Occidental, se encuentra subyacente por la Unidad El Laurel y en contacto fallado con la unidad Oligocénica San Juan de Lachas, en el centro Este de la hoja geológica.

Unidad El Tortugo (E_{To}): Consiste principalmente de una secuencia volcanosedimentaria constituida por intercalación de estratos métricos de conglomerados y tobas de cristales. Los conglomerados son de color gris claro matriz tobácea, posee líticos subredondeados a subangulares de andesitas y brechas con clastos de diámetro ≥3cm, mal sorteo, no presentan alteración.

En el área de estudio se observa que la Unidad San Juan Lachas sobreyace estratigráficamente a la Unidad Tortugo, no se delimitó la base de esta secuencia volcanoclástica. La asociación de areniscas y conglomerados de grano grueso sugiere la depositación en ambiente marino tipo deltaico con aporte de flujos gravitacionales.

Unidad El Laurel (E_L): Está constituida por tobas, areniscas, calizas y lutitas; se la separó en dos miembros litoestratigráficos denominados como Miembro Collapi y Miembro El Laurel.

Miembro Collapi ($PaEo?_{ca}$): El afloramiento tipo se encuentra en la carretera Ibarra-San Lorenzo, cerca del poblado Llano Grande en las coordenadas (UTM: 803972E;10085138N), se presentan areniscas de grano grueso con aporte volcánico y tobas. Son rocas volcano sedimentarias de color café, intercaladas entre areniscas volcánicas de grano medio con lutitas. Como minerales secundarios poseen clorita, arcillas y epidota. En los estratos se observa vetillas milimétricas de calcita. Las areniscas tobáceas son de color gris oscuro, textura psamítica - psefítica poco consolidado y deleznables. Se encuentra discordante sobre la Unidad Pilatón y Mulaute. Subyace discordante a la unidad San Juan de Lachas y al tope se encuentra intercalada con el Miembro El Laurel.

Miembro El Laurel (E_L): Aflora principalmente en la vía de segundo orden Urbina - La Carolina (UTM: 803914E; 10082 471N). En las coordenadas (UTM: 805237E; 10081926N) se expone otro afloramiento tipo conformado por calizas bioclásticas de color gris oscuro. Se caracteriza por una secuencia de rocas sedimentarias como lutitas, areniscas y calizas; las lutitas son de color negro, tiene textura aleurítica, presentan calcita en vetillas cruzadas e intercaladas conforme la estratificación y como precipitados. Existen pequeños remanentes no erosionados sobreyaciendo a la unidad Pilatón en las partes altas de la zona centro este de la hoja Jijón y Caamaño.

Unidad San Juan de Lachas (OM_{Sjl}): Litológicamente en la zona de estudio se la separa en dos miembros:

Miembro 1 (OM_{Sjl1}): Los afloramientos tipo se observan a lo largo del río Toctemí en las coordenadas(UTM: 786922E; 10076831N) en los flancos del cerro Mesa y en la quebrada Los Armas. Corresponde a una secuencia de brechas volcánicas con lavas intercaladas. Las brechas son volcánicas andesíticas matriz-soportada, presentan cristales de plagioclasas y piroxeno, la naturaleza de los clastos es de color rojizo y verdoso, subangulares a subredondeados. Estratigráficamente sobreyace a la Unidad Naranjal y a la Unidad Tortugo de edad Eocénica y a través de contacto fallado con las rocas sedimentarias de la Unidad Mulaute (Miembro 1) al Este además en contacto normal y fallado con la Unidad El Laurel (Miembro Collapi) al Oeste y en contacto discordante con la Unidad Pilatón (Miembro 2).

Miembro 3 (OM_{Sjl3}): Se encuentra ampliamente distribuido en la zona, afloran en los sectores del Río Collapi, San Pedro, San Patricio, Miravalle, Cuarto Cruce, Buenavista, El Pajón, Getzemaní, El Palmar, Santa Cecilia, Parambas Alto y Río Verde. Corresponden a intercalaciones entre flujos de lava y brechas volcánicas. Las brechas son de color gris, matriz soportada con clastos de tamaño menor a 40cm. Los clastos subangulares mal sorteados son de andesita porfirítica con fenocristales de plagioclasa; las lavas presentan cristales de anfíbol, plagioclasa y piroxenos aislados; ocasionalmente presenta clorita y poca epidota. Sobreyace discordantemente a la Unidad El Laurel y están sobrepuesto por los volcánicos Parambas e intruído por cuerpos dioríticos.

Unidad Pugarán (MPl_{PN}): Corresponde a la cobertura volcánica en el sector Sureste de la zona de estudio. Según estudios anteriores (Boland et al., 2000), estas rocas son de afinidad calcoalcalina y tienen una edad de 5 ± 2.9 Ma, y contribuyeron al relleno inicial del Valle Interandino. En la zona de estudio aflora el Miembro El Chispo el cual se describe a continuación:

Miembro El Chispo ($MiPl_{Ch}$): Aflora en los sectores Peña Blanca y Quebrada la Perra, corresponde a una secuencia de brechas volcánicas con matriz soportada y tobas. Las brechas se caracterizan por presentar líticos de andesitas porfiríticas de color gris claro y ocre; matriz tobácea con líticos subangulares a angulares mal gradados. Las brechas volcánicas sobreyace a los sedimentos de la Unidad Pilatón.

Unidad El Cristal ($MiPl_{Cr}$): Definida en este trabajo de acuerdo a los afloramientos observados alrededor de la P re cooperativa El Cristal, ocupa la parte Oeste del área de estudio, la parte alta de Santa Rita de Cachaco y el Oeste de La Palmira. Está constituida por brechas volcánicas meteorizadas intercaladas con lavas andesíticas y capas de arcillas de color rojo a crema. Esta unidad consiste principalmente de brechas volcánicas con matriz tobácea y clastos de andesitas y dacitas porfiríticas, generalmente se hallan muy meteorizadas con alto contenido de óxidos de hierro. Producto de la meteorización existen arcillas que poseen plasticidad media-alta, en ciertas zonas varían a arcillas limosas. La unidad se sobrepone discordantemente a los volcánicos de basamento de la Unidad Naranjal en el sector de Santa Rita. El espesor estimado es de aproximadamente 250 - 350 metros.

Unidad Parambas ($MiPl_{Pa}$): Aflora en la parte baja del Río Parambas y en el sector de Parambas Alto en la parte alta de la Qda. La Inmensidad. Corresponden a flujos de lava con rocas de color gris oscuro. Hacia el tope se pueden diferenciar tobas y materiales volcánicos retrabajados. Son rocas con textura ligeramente porfiríticas con fenocristales de plagioclasa, piroxeno y anfíbol. No presentan signos de alteración ni de meteorización. Considerando las relaciones estratigráficas y su estado de conservación, se asume que esta unidad tendría una edad Pliocénica.

ROCAS INTRUSIVAS

Varios cuerpos intrusivos de diferente composición se encuentran presentes en la zona de estudio.

Cuerpos Granodioríticos (Eo^{Gd}): Aflora al Sureste del poblado de Cachaco, en la vía Ibarra-San Lorenzo en las coordenadas (UTM: 790324E; 10091566N). Presenta una textura fanerítica de grano medio con minerales de plagioclasa, piroxeno, cuarzo, hornblenda, biotita y moscovita. El cuerpo intrusivo se presenta deleznable y meteorizado. Edad obtenida por el método K-Ar para el cuerpo intrusivo es 34.7 ± 1.7 Ma (Boland et al., 2000). En las coordenadas (UTM: 791677E; 10091091N) se observa localmente malaquita.

Cuerpos Granodioríticos (Mi^{Gd}): Corresponde la continuación del batolito conocido como La Merced. En el sector de Santa Lucía presenta rocas de color gris blanquecino y textura fanerítica de grano medio a grueso. Presenta minerales como plagioclasa, piroxenos, cuarzo y biotita además de vetillas de cuarzo de algunos centímetros. Según Van Thournout, (1990) considera una edad Miocénica de 15.6 ± 1.1Ma por dataciones mediante el método K-Ar.

Cuerpos Dioríticos (?D): Afloran en el sector de El Palmar, Qda. Morán y en la parte alta de la Qda. Cristal y Parambas. Además, se presenta en el camino Lita – Río Verde, en las coordenadas (UTM: 786319E; 10086624N) y en el sector de Río Verde Bajo, como un cuerpo de una extensión aproximada de 5 km^2. Otro cuerpo está en el tramo comprendido entre La Carolina - Urbina, cerca al poblado El Puerto en las coordenadas (UTM: 803118E; 10081396N).

Las rocas son de color gris y gris claro, tienen una textura fanerítica con fenocristales de tamaño menor a 1 cm de plagioclasa, piroxeno y anfíbol. Hacia el centro de los cuerpos son dioritas de grano medio a grueso, mientras que, hacia los bordes son microdioritas, en general están alteradas.

El intrusivo ubicado en el sector el Palmar presenta alteración argílica, con vetillas milimétricas a centimétricas de cuarzo tipo stockwork acompañadas de mineralización de pirita, calcopirita y covelina. En la Qda. Morán el intrusivo presenta alteración argílica y localmente alteración potásica, con vetillas milimétricas a centimétricas tipo stockwork de cuarzo y calcita con contenido de pirita, calcopirita, covelina, magnetita y localmente malaquita.

Pórfidos andesíticos: Corresponden a pequeñas intrusiones de diámetro menor a 200 m aflorantes en la parte alta del Río Parambas, Río Collapi, Qda. Cristal y en la parte alta del Río Verde Chico. Rocas hipoabisales en forma de cuellos volcánicos se encuentran presentes cerca al Río Collapi en las coordenadas (UTM: 802062E; 10087175N). Las intrusiones cortan a la unidad San Juan de Lachas. En el sector de El Palmar y Qda. Morán cortan a cuerpos intrusivos dioríticos. Los cuellos volcánicos cortan a la Unidad San Juan de Lachas, presentan un espesor aproximado de 25 metros, probablemente relacionados a las intrusiones presentes en el sector de Parambas.

ESTRUCTURAS

Los principales rasgos tectónicos corresponden a límites de las unidades del basamento. La tendencia general de estas fallas es NNE-SSO y sus conjugadas en dirección NNO-SSE. Localmente presentan zonas de brechas de fallas, milonitas y zonas de cizallamiento.

Fallamiento transcurrente regional NNE atraviesa la zona de estudio y marca el límite entre la Unidad San Juan de Lachas (Miembro 1 y Miembro 3) afectando además a cuerpos intrusivos de composición diorítica y granodiorítica. Fallamiento regional en dirección NNE está definida por el lineamiento del Río Chinambí en dirección NNE, la cual afecta a cuerpos intrusivos de composición diorítica.

Fallamiento regional en dirección NNE-SSO, la cual separa las unidades Pilatón y San Juan de Lachas de edad Cretácico y Oligocénico respectivamente hacía el Sur del lineamiento del Río Collapi.

En el sector Este de la hoja se presenta fallamiento en dirección NNE a través de la Qda. Santa Martha continuando hacía la Qda. El Guacho separando las unidades Eocénicas y Cretácicas. Se presenta zonas de fallamiento con indicadores cinemáticos dextrales.

Fallamiento en dirección NNO-SSE a través de la Qda. Río Verde y la Cooperativa El Carmen de Santa Cecilia afecta a unidades geológicas del basamento. Fallas locales en dirección E-O se presentan al sureste de la hoja geológica, afectando a la unidad San Juan de Lachas (Miembro 1) y a los volcánicos El Chispo.

INDICIOS DE MATERIAS PRIMAS METÁLICAS Y NO-METÁLICAS

Ocurrencias de metálicos: La existencia de anomalías relacionadas a la presencia de elementos metálicos se encuentra definida a través del muestreo de sedimentos fluviales en el Río Parambas y en el Río Collapi donde presentan anomalías de Zn-Pb-Ag-Au y Cu-Au. En el sector El Olival en las coordenadas (UTM: 804532E; 10073 988N) se ha definido zonas de anomalías Zn-Cu-As-Mo-Pb-Au.

En la parte alta del Río Toctemí se ha definido la presencia de alto contenido de As probablemente se encuentre como elemento acompañante para metales nobles. Valores anomálicos para metales base como Pb y Zn se ha definido para los afluentes del Río Verde Chico en las coordenadas (UTM: 796571E; 10082750N).

Mediante análisis químicos de rocas alteradas y mineralizadas se ha corroborado las anomalías de sedimentos fluviales en la parte alta de Parambas, Qda. Morán y parte alta del Río Verde Chico para los siguientes elementos Cu, Zn, Pb, As y Au.

Ocurrencias de no-metálicos: Calizas y cuerpos calcáreos se presentan en el sector centro-este de la hoja en la Qda. Punguhuaycu y la Qda. El Guacho en las coordenadas (UTM: 805881E; 10081737N). Constituye una intercalación de rocas organogénicas de color gris y textura bioclástica. Presentan organismos fosilíferos como: algas, corales, gasterópodos y bivalvos. No establecen grandes depósitos, y a que su espesor es menor a 20m. Cuerpos calcáreos se presentan además cerca del sector la Palmira al Sur de la zona de estudio.

Existen arcillas caoliníticas resultado de una fuerte meteorización hipergénica de las brechas volcánicas que forman parte de la Unidad El Cristal. Poseen gran humedad y su plasticidad va de media a alta. Ocurren principalmente en la esquina Noroeste de la hoja, observadas en la vía a la Pre-cooperativa El Cristal en las (UTM: 779940E; 10090846N), al Norte de Santa Rosa de Cachaco en las (UTM: 791500E; 10090300N), en la parte alta del sector de Santa Rita de Cachaco en las coordenadas (UTM: 792500E; 10085200N); la capa meteorizada alcanza una potencia media de 15 metros de espesor.

Materiales para la construcción: En la hoja topográfica Jijón y Caamaño no se observan muchos sitios de explotación de material pétreo, aunque en la cuenca Río Mira las zonas de acumulación de conglomerados y gravas son considerables. Los depósitos aluviales se hallan conformados por depósitos clásticos subredondeados a redondeados de naturaleza volcánica provenientes de lavas y brechas de la Unidad San Juan de Lachas. Clastos subangulares de naturaleza sedimentaria se encuentran presentes derivados de la Unidad Pilatón, Collapi y El Laurel.

HISTORIA GEOLÓGICA

En el Santoniano se asume la existencia de la zona de subducción con la placa subducida e inclinada en dirección Oeste, que generó el arco intraoceánico Río Cala - Naranjal sobre un basamento basáltico del terreno Pallatanga hasta finales del Campaniano. Los depósitos sedimentarios provenientes del mismo arco se encuentran representados por las Unidades Mulaute (separada en dos miembros K_{Ml1}, K_{Ml2}) y Pilatón K_{Pl2} propias de un ambiente de fan turbidítico marino proximal a distal respectivamente.

En el Maastrichtiano, el Terreno Pallatanga colisiona con el margen sudamericano, generando un bloqueo en la zona de subducción creando un nuevo sistema de subducción con la placa subducida inclinada hacia el Este.

Durante el Paleógeno continúa el sistema de subducción y comienza a formarse una cuenca de trasarco, donde se encuentran depositados paquetes sedimentarios asociados a un ambiente marino.

En el Eoceno, el arco Naranjal migra hacia el Noreste a través de la zona de cizallamiento Mulaute. En el talud continental de la cuenca de trasarco se forman conglomerados mal sorteados probablemente de flujos gravitacionales asociados a un ambiente deltaico con aporte de material volcánico provenientes de una fuente volcánica activa pertenecientes a la Unidad El Tortugo. Al mismo tiempo en la cuenca se deposita areniscas de grano grueso y tobas asociadas al miembro Collapi y lutitas calcáreas y calizas de un ambiente marino somero pertenecientes a la unidad El Laurel.

El volcanismo continental calcoalcalino de edad Oligoceno está representado por la unidad San Juan de Lachas en donde se han definido dos miembros: OM_{Sjl1} constituyendo el miembro basal conformado por brechas volcanoclásticas y lavas piroxénicas; mientras que el miembro OM_{Sjl3} está compuesto por lavas y brechas anfibólicas.

Eventos volcánicos de edad Mio - Pliocénico constituyen los volcánicos El Chispo como miembro de la Unidad Pugarán. La Unidad El Cristal constituida por productos volcánicos se encuentran asociados a un centro eruptivo cercano, probablemente ubicado al Noroeste fuera de la hoja geológica. El volcanismo Pliocénico es representado por los volcánicos Parambas asociados a la presencia de fallas locales, por donde se asume migró el material volcánico a la superficie. La mineralización presente en la zona debe estar relacionada a la presencia de cuerpos intrusivos y pórfidos andesíticos de edad Eocénica.

REFERENCIAS

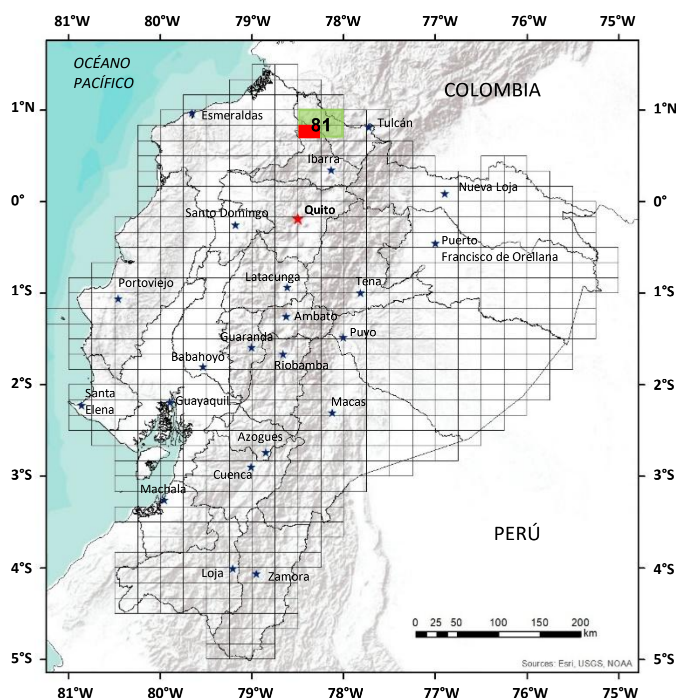
BOLAND M., PILATASIG L., IBADANGO E., MCCOURT W., ASPDEN J., HUGHES R., BEATE B., (2000) Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 0°00’ - 1°00’N, CODIGEM/BGS, Quito – Ecuador.

HUGHES R. & BERMÚDEZ R., (1997) Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 0°00’ - 1°00’S, CODIGEM/BGS, Quito – Ecuador.

VALLEJO C. (2007) Evolution of the Western Cordillera in the Andes of Ecuador (Late Cretaceous - Paleogene), Tesis Doctoral Swiss Federal Institute of Technology Zürich (ETH), No. 17023.

VAN THOURNOUT F. (1991) Stratigraphy, magmatism and tectonism in the Ecuadorian northwestern cordillera: Metallogenic and Geodynamic implications. PhD thesis, Katholieke Universiteit Leuven, 150 pp.

VAN THOURNOUT, F., ROSERO, G., QUEVEDO, L. (1990) Inventario de los Recursos Minerales Metálicos en el Noroccidente del Ecuador, Proyecto Desarrollo del Sector Minero en el Ecuador, Tomo I: Investigaciones Geológicas y Metalogénicas. INEMIN-AGCD, Quito, Ecuador.



HOJA GEOLÓGICA-B3 (81SW)
JIJÓN Y CAAMAÑO (2017)

INTRODUCCIÓN

El área de estudio constituye la Hoja topográfica Jijón y Caamaño escala 1:50000 de la clasificación cartográfica nacional. Se ubica en la zona septentrional de la Cordillera Occidental, cabe en las provincias de Imbabura, Carchi y Esmeraldas. El acceso principal parte desde Ibarra siguiendo la carretera Panamericana Norte hasta el poblado de Salinas, y luego por la carretera asfaltada Salinas - San Lorenzo hasta el poblado de Jijón y Caamaño. La topografía en la zona es irregular, dominada por el valle del río Mira al NE hasta los altos cordilleranos al SE, con variaciones de altura desde 600 hasta 2950 msnm.

GEOLOGÍA

En el área, la Cordillera Occidental está constituida por un basamento oceánico acrecionado sobre el cual se depositaron las secuencias volcánicas y volcanosedimentarias del arco continental terciario.

El basamento involucra rocas volcánicas del arco oceánico Naranjal (Boland y otros, 2000; Vallejo, 2007) del Cretácico Superior, que fue discriminado por esos autores del arco Cala y del plateau Pallatanga que afloran hacia el Este, fuera del área. También se involucran las rocas volcanosedimentarias marinas del ¿Paleoceno - Eoceno? que formarían parte del arco insular Macuchi y que, como tal, no ha sido considerado para esta parte de la cordillera.

El volcanismo oligocénico y mio-pliocénico del arco continental tiene una amplia expresión en la zona y ha sido discriminado con respecto a los trabajos cartográficos previos.

LITOESTRATIGRAFÍA

Unidad Naranjal (K_{Na}) (Cretácico): Boland y otros (2000). Está presente en el sector occidental de la zona de estudio, con afloramientos representativos en la vía Lita – Río Verde (UTM: 785118E; 10090983N). Forma parte del basamento y se caracteriza por la ocurrencia de basaltos afaníticos a subporfiríticos con estructura de almohadilla y sedimentos intercalados. Los basaltos de color gris verdoso petrográficamente contienen plagioclasa y piroxeno, muestran una textura amigdaloidal con rellenos de prehnita. Localmente presentan vetillas de cuarzo y una leve alteración propilítica (clorita - epidota - carbonato), con algo de pirita. Se intercalan tobas líticas y tobas de cristales de composición andesítica, ocasionalmente presentan fragmentos angulares de basaltos. Microscópicamente los basaltos son masivos con textura porfirítica a semitraquítica con cristales de plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno en matriz microcristalina de plagioclasa, piroxeno y vidrio volcánico. Al Oeste del área de estudio se encuentra subyaciendo discordantemente a las unidades El Cristal y San Juan de Lachas.

Boland y otros (2000) consideran a estas rocas formadas en un ambiente de arco de islas cretácico con afinidad toleítica y le asignan una edad Campaniense – Santoniense Tardío.

Unidad Mulaute (K_{Ml}) (Cretácico): Hughes y Bermúdez (1997). Se expone hacia el centro-sur de la zona de estudio, con afloramientos principalmente en el río Toctemí (UTM: 788820E; 1007400N) y El Cristal (UTM: 792047E; 10074000N). Consiste de una secuencia de lutitas y limolitas negras muy deformadas, localmente se observan también brechas finas matriz soportadas con clastos de composición basalto - andesítica y brechas gruesas deformadas, microscópicamente con una matriz clasto soportada, vitrofídica criptocristalina, con clastos ígneos y sedimentarios subangulares. Estratigráficamente esta unidad está en contacto tectónico al Oeste con la Unidad San Juan de Lachas y al Este con la Unidad Pilatón; hacia el Sur del área se observa que subyace discordantemente a la Unidad Collapi. Según Wilkinson (1998a, en Boland y otros, 2000) la secuencia pertenece al Campaniense. Boland y otros (2000) sugieren que el ambiente de depositación se relaciona con el desarrollo de un abanico turbidítico submarino que contiene clastos ígneos ocasionalmente vesiculares, esto sugiere que provienen de una fuente volcánica efusiva.

Unidad Pilatón (K_{Pl}) (Cretácico): Kehrer y Van der Kaaden (1979). Aflora principalmente al Sureste de la zona, en la parte alta del río Parambas y hacia el Sur del poblado de Urbina, también se la encuentra en el río San Gerónimo en las coordenadas (UTM: 806222E; 10073631N). Litológicamente consiste de rocas sedimentarias con texturas pelíticas a psamíticas de color verde, que van desde grauvacas hasta cherts. Los sedimentos finos están conformados por lutitas de color gris a verde claro, estratificados, bien consolidados, silicificados y cloritizados; en tanto que las grauvacas exhiben sorteo moderado con cemento silíceo y cristales retrabajados de plagioclasa y piroxeno identificados al microscopio.

Se encuentra en contacto tectónico con las unidades Mulaute y San Juan de Lachas, hacia el centro-norte de la zona de estudio subyace discordantemente a las unidades Collapi y El Laurel. Según Wilkinson (1998a, en Boland y otros, 2000) la edad de esta secuencia es Campaniense – Maastrichtiense con base en los análisis de fósiles. Esta unidad se interpreta como una secuencia depositada en un ambiente de abanico submarino con material derivado de una fuente volcánica intermedia a básica (Egüez y otros, 1986).

Unidad Collapí (PcE_C) (Paleoceno-Eoceno): INEMIN - AGCD (1990). Se localiza en el sector Noreste y Sur del área. El afloramiento tipo se encuentra en la carretera Ibarra - San Lorenzo, cerca del poblado Llano Grande en la coordenada (UTM: 803972E; 10085138N). Litológicamente está constituida de rocas volcanosedimentarias de color café verdoso, que incluyen principalmente areniscas tobáceas poco consolidadas, bien estratificadas, con cristales de plagioclasa y piroxeno. Además, se observan estratos centimétricos de tobas de cristales de composición andesítica y color gris verdoso. Al microscopio se distingue la presencia de líticos sedimentarios, cristales de plagioclasa, piroxeno, clorita y vidrio volcánico, englobados en una matriz arcillo – limosa. Sobreyace discordantemente a las unidades Pilatón y Mulaute y, subyace a la Unidad El Laurel. Se ha interpretado que su edad corresponde al Paleoceno–Eoceno, y que fue depositada durante el desarrollo de un volcanismo de composición básica a intermedia.

Unidad El Laurel (E_L) (Eoceno): Van Thournout (1991). Aflora en el sector centro-este y centro-sur de la zona de estudio, con sus principales exposiciones en la vía de segundo orden Urbina - La Carolina (UTM: 803914E; 10082471N) y en el sector de Palmira (UTM: 791800E; 10076100N). Litológicamente consiste de lutitas de color negro, textura aleurítica con vetillas cruzadas de calcita; areniscas calcáreas de color gris y calizas bioclásticas de color gris oscuro con la presencia de algas, corales, gasterópodos y bivalvos. El análisis microscópico de las calizas define texturas organodetríticas – bioclásticas con microestructuras oolíticas y estilolíticas, compuestas principalmente por calcita y aragonito, con matriz limosa micrítica y cemento esparítico. Se encuentra sobreyaciendo a la Unidad Collapí y puntualmente discordante sobre la Unidad Pilatón. Van Thournout (1991), mediante correlaciones estratigráficas establece que esta unidad es de edad eocénica y asociada con un ambiente marino somero arrecifal.

Unidad Tortugo (E_{To}) (Eoceno): Boland y otros (2000). Sus principales afloramientos se localizan en el sector de río Verde Alto (UTM: 791755E; 10083338N). Consiste principalmente de una secuencia volcanosedimentaria constituida por la intercalación de estratos métricos de conglomerados y tobas de cristales. Los conglomerados son de color gris claro, con matriz areno limosa y guijarros subredondeados a subangulares de andesitas; las tobas de cristales son de color gris, con matriz microcristalina de plagioclasa y cristales subhedrales de plagioclasa y clorita. Microscópicamente las tobas muestran textura vesicular, con cristales de plagioclasa englobados en matriz de vidrio volcánico. Subyace discordantemente a la Unidad San Juan de Lachas. Wilkinson (1998b), mediante el análisis de fauna foraminífera establece una edad Eoceno Medio – Tardío; y por sus características litológicas se interpreta como una secuencia depositada en un ambiente marino deltaico con aporte de flujos gravitacionales y sedimentos procedentes de una fuente volcánica activa.

Unidad San Juan de Lachas (OM_{Sjl}) (Oligoceno-Mioceno Temprano): Van Thournout (1991), su mayor exposición se localiza en el sector centro-oeste de la zona de estudio, donde los principales afloramientos se observan a lo largo del río Toctemí en la coordenada (UTM: 786922E; 10076831N), en los flancos del cerro Mesa, río Collapí, Getzemaní, El Palmar, Santa Cecilia, Parambas Alto, Río Verde y en la quebrada Los Armas. Litológicamente consiste de una secuencia de brechas volcánicas que se intercalan con areniscas volcánicas tobáceas y lavas. Las brechas son andesíticas con clastos rojizos y verdosos en una matriz con cristales de plagioclasa, hornblenda y a veces piroxeno, en tanto que las lavas son de color gris oscuro, textura subporfirítica con cristales de plagioclasa, piroxeno y hornblenda, al microscopio se nota una textura intersertal fluidal con cristales similares, además de vidrio volcánico. Estratigráficamente sobreyace en forma discordante a las unidades Naranjal, Tortugo y Collapí; se interpreta un contacto tectónico con las unidades Pilatón y Mulaute, al centro y Sur de la zona de estudio respectivamente. Boland y otros (2000) reportan edades radiométricas del Oligoceno al Mioceno Temprano y se trata de secuencias derivadas de un arco continental calco-alcalino.

Unidad El Cristal (MPL_{Ec}) (Mioceno-Plioceno): Definida en este trabajo por los afloramientos observados alrededor de la Precooperativa El Cristal (UTM: 778860E; 10089522N), en la parte alta de Santa Rita de Cachaco (UTM: 792645E; 10085969N) y al Oeste de La Palmira. Litológicamente está constituida por brechas volcánicas en matriz tobácea, con cantos y bloques de andesitas y dacitas porfiríticas; se intercalan con lavas andesíticas y tobas arcillosas de color rojo a crema. Esta secuencia sobreyace discordantemente a las unidades Naranjal y San Juan de Lachas. Se interpreta que corresponde a una edad mio-pliocénica, desarrollada en un sistema volcánico activo.

Volcánicos El Chispo (MPL_{Ech}) (Mioceno-Plioceno): Descrita en el Mapa Geológico La Merced de Buenos Aires (Esc: 1:50000), se expone en el extremo Sureste de la zona de estudio. Los principales afloramientos se encuentran en los sectores Peña Blanca y quebrada La Perra. Corresponde a una secuencia de brechas volcánicas y tobas líticas. Las brechas se caracterizan por presentar fragmentos subangulares a angulares mal gradados de escoria y andesitas porfiríticas de color gris claro y ocre, enmarcados en matriz tobácea. Estratigráficamente sobreyace en forma discordante a la Unidad Pilatón y se la interpreta de edad mio-pliocénica.

Volcánicos Parambas (MPL_{Pa}) (Mioceno-Plioceno): Afloran en la parte baja del río de su nombre, en el sector de Parambas Alto y en la parte alta de la quebrada La Inmensidad. Incluyen flujos de lava de composición andesítica, hacia el tope se pueden diferenciar tobas y materiales volcánicos retrabajados. Tienen una textura ligeramente porfirítica con fenocristales de plagioclasa, piroxeno y anfíbol. Microscópicamente exhiben texturas microporfiríticas con matriz de plagioclasa, vidrio volcánico y clinopiroxeno. Considerando las relaciones estratigráficas y su estado de conservación, se asume que su edad se ubica en el Mio-Plioceno y se interpreta como una secuencia volcánica derivada de coladas de domos de origen fisural.

DEPÓSITOS SUPERFICIALES

Depósito coluvial (Q_C): Constituidos por material poco consolidado, compuesto por bloques, cantos y gravas subangulares mal clasificados englobados en una matriz areno limosa.

Depósito aluvial (Q_A): Ubicados a lo largo de las márgenes de los ríos Mira, Caliche, Chinambí y Lita. Corresponden a depósitos de gravas, arenas, cantos y bloques redondeados a subredondeados de rocas ígneas y volcanosedimentarias.

ROCAS INTRUSIVAS

Granodioritas (G^{Gd}): Afloran al Sureste del poblado de Cachaco, en la vía Ibarra - San Lorenzo en la coordenada (UTM: 790324E; 10091566N) y al Sureste del área, constituyen el intrusivo de La Merced de Buenos Aires. Presentan una textura fanerítica de grano medio con plagioclasa, cuarzo, hornblenda y biotita. Microscópicamente se distingue una textura hipidiomórfica granular con cristales de cuarzo, plagioclasa y anfíbol. El cuerpo intrusivo se presenta generalmente deleznable y meteorizado. La edad obtenida por el método K-Ar para el cuerpo intrusivo es 34.7 ± 1.7 Ma (Boland y otros, 2000).

DIORITAS (D^D): Afloran en el sector de El Palmar, quebrada Morán y en las partes altas de las quebradas Cristal y Parambas. Además, se presentan en el camino Lita – Río Verde, en la coordenada (UTM: 786319E; 10086624N) y en el sector de Río Verde Bajo, como un cuerpo con una extensión aproximada de 5 km^2. Otro cuerpo está en el tramo comprendido entre La Carolina y Urbina, cerca al poblado El Puerto en la coordenada (UTM: 803118E; 10081396N). Son rocas de color gris y gris claro, textura fanerítica con plagioclasa, piroxeno y anfíbol. Se puede notar que hacia el centro de los cuerpos las dioritas son de grano medio a grueso mientras que hacia los bordes son microdioritas, generalmente están alteradas.

El intrusivo ubicado en el sector El Palmar presenta alteración argílica, con vetillas milimétricas a centimétricas de cuarzo tipo stockwork, acompañadas con mineralizaciones de pirita, calcopirita y covelina. En la quebrada Morán el intrusivo presenta alteración argílica y localmente alteración potásica, con vetillas milimétricas a centimétricas tipo stockwork de cuarzo y calcita con contenido de pirita, calcopirita, covelina, magnetita y localmente malaquita.

INTRUSIONES SUBVOLCÁNICAS

Pórfidos andesíticos (P^A): Corresponden a pequeñas intrusiones localizadas en la parte alta de los ríos Parambas y Collapí, quebrada Cristal y en la parte alta del río Verde Chico. Son rocas de color gris, textura porfirítica con plagioclasa y hornblenda.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La zona de estudio se encuentra afectada por fallas regionales y plegamientos con rumbo preferencial NE-SO que afectan a unidades geológicas de edad cretácica y paleógena, algunas se han reactivado y afectan a las unidades más jóvenes del arco volcánico.

El principal sistema tiene rumbo NNE-SSO y separa las unidades Pilatón y San Juan de Lachas de edad cretácica y oligocénica respectivamente, hacia el Norte concuerda con el lineamiento identificado a lo largo del río Collapí, hacia el sur exhibe una ramificación que separa a las unidades Mulaute y Pilatón.

Otro de los sistemas observados posee rumbo NO-SE y se encuentra afectando a las unidades oligocénicas y cretácicas, como es el caso de la falla localizada en el sector de Parambas Alto que limita a las unidades San Juan de Lachas y Pilatón.

Los plegamientos observados en el área de estudio corresponden a pliegues anticlinales con plano axial en dirección NE-SO, uno de ellos tiene vergencia hacia el Este.

HISTORIA GEOLÓGICA

La historia del occidente ecuatoriano considera una corteza oceánica tipo MORB sobre la que se habría desarrollado un plateau representado por la Unidad Pallatanga (McCourt y otros, 1997). Sobre este conjunto se ha conformado un arco volcánico Río Cala – Naranjal con secuencias sedimentarias de ante arco o de abanicos turbidíticos entre proximales y distales representados por las Unidades Pilatón y Mulaute (Vallejo, 2007). Cabe anotar que Boland y otros (2000) y Kerr y otros (2002), sugieren la existencia de dos arcos insulares en el Cretácico Superior intercalando las acreciones de los terrenos Pallatanga y Piñón, en un complejo sistema acrecionario.

En el Campaniano Tardío se acrecionan estos terrenos y durante el Paleógeno se forma un nuevo arco insular denominado Macuchi que involucra principalmente a las Unidades Collapí, El Laurel y, por su edad, a la Unidad Tortugo, aunque la composición de ésta no es compatible con el arco insular.

El volcanismo continental de arco calco-alcalino del Oligoceno está representado por la Unidad San Juan de Lachas, conformado por brechas volcanoclásticas y lavas piroxénicas. Eventos volcánicos de edad mio-pliocénica se expresan en los productos de las Unidades El Chispo y El Cristal con centros eruptivos cercanos, probablemente ubicados al Noroeste fuera de la zona de estudio, además de los depósitos volcánicos de la Unidad Parambas asociados con la presencia de fallas locales, por donde se asume migró el material volcánico a la superficie.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

OCURRENCIAS DE MINERALES METÁLICOS

Durante la ejecución de este proyecto se realizó la reinterpretación de los datos obtenidos por PRODEMINCA (2000). El análisis comprueba la existencia de anomalías de elementos metálicos en los ríos Parambas, Collapí y en el sector El Olival con valores significativos de Zn-Pb-Ag-Au; Cu-Au y Zn-Cu-As-Mo-Pb-Au respectivamente.

En la parte alta del río Toctemí se tiene la presencia de un alto contenido de As probablemente como elemento acompañante para metales preciosos. Valores anómalos para metales base como Pb y Zn se han definido en los afluentes del río Verde Chico en la coordenada (UTM: 796571E; 10082750N).

Los análisis químicos de rocas alteradas y mineralizadas recolectadas en este proyecto corroboraron las anomalías de sedimentos fluviales en la parte alta de Parambas, quebrada Morán y parte alta del río Verde Chico, para los siguientes elementos Cu, Zn, Pb, As y Au.

Cabe destacar que en la zona se localiza el proyecto minero denominado Cascabel cuyos resultados en pórfido Cu-Au le convierten en una potencial mina de clase mundial (Portal Minero, 2014)

OCURRENCIAS DE MINERALES NO METÁLICOS:

Cuerpos calcáreos se encuentran en el sector centro-este del área, en las quebradas Punguhuaycu y El Guacho, coordenada (UTM: 805881E; 10081737N).

En la Precooperativa El Cristal (UTM: 779940E; 10090846N), en Santa Rosa de Cachaco (UTM: 791500E; 10090300N), y en Santa Rita de Cachaco (UTM: 792500E; 10085200N), existen arcillas caoliníticas resultado de una fuerte meteorización de las brechas volcánicas que forman parte de la Unidad El Cristal.

Materiales de construcción: Los principales depósitos de material pétreo se localizan en la cuenca del río Mira, donde las zonas de acumulación se hallan conformadas por depósitos aluviales con bloques, cantos y gravas.

REFERENCIAS

BOLAND M., PILATASIG L., IBADANGO E., MCCOURT W., ASPDEN J., HUGHES R. & BEATE B., (2000) Geology of the Western Cordillera between 0° - 1°N. Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental. Programa de Información cartográfica y geológica. Informe No. 10. CODIGEM/BGS, 72 p. Quito – Ecuador.

EGÜEZ A., CAJAS M. & DÁVILA F. (1986) Distribución de terrenos oceánicos alóctonos y de terrenos continentales en la Cordillera Occidental de Ecuador. Evidencias en las geotravesías Otavalo – Selva Alegre y Cañar – La Troncal. Departamento de Geología. EPN. Quito – Ecuador.

HUGHES R. & BERMÚDEZ R. (1997) Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 0°00'- 1°00'S. Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental. Programa de Información cartográfica y geológica. Informe No. 4. CODIGEM / BGS, 75 p. Quito – Ecuador.

INEMIN – AGCD (1990) Inventario de recursos minerales metálicos en el Noroccidente del Ecuador. Proyecto desarrollo del Sector Minero en el Ecuador, Tomo I: Investigaciones Geológicas y Metalogénicas, 107 p. Quito – Ecuador.

KEHRER W. & VAN DER KAADEN G. (1979) Notes of geology of Ecuador, with special reference to the Western Cordillera. Geologische Jahrbuch, Vol.35. pp. 5-57.

KERR A., ASPDEN J., TARNEY J. y PILATASIG L. (2002) The nature and provenance of accreted oceanic terranes in western Ecuador: geochemical and tectonic constraints. J. Soc. Geol. London, 159, pp. 577-594.

MCCOURT W. J., DUQUE P. & PILATASIG L.F. (1997) Geology of the Western Cordillera of Ecuador between 1–28S. Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información Cartográfica y Geológica, Informe No. 3. CODIGEM / BGS, 150p. Quito – Ecuador.

PORTAL MINERO (03 de Julio de 2014) PORTAL MINERO. Obtenido de PORTALMINERO: http:// www.portalminero.com/pages/viewpage.action?pageId=89 635621.

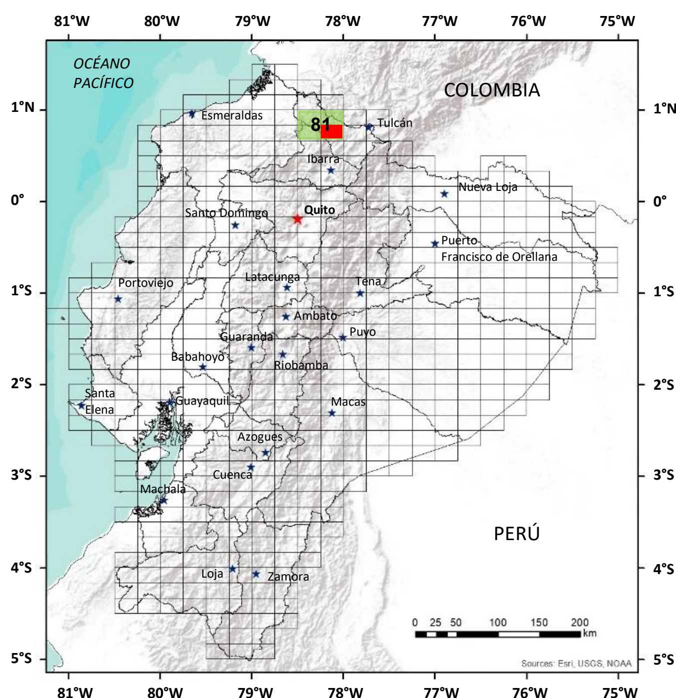
PRODEMINCA (2000) Proyecto de desarrollo minero y control ambiental. Programa de Información Cartográfica y Geológica. CODIGEM/BGS. Quito – Ecuador.

VALLEJO C. (2007) Evolution of the Western Cordillera in the Andes of Ecuador (Late Cretaceous - Paleogene), Tesis Doctoral Swiss Federal Institute of Technology Zürich (ETH), No. 17023, 145p.

VAN THOURNOUT F. (1991) Stratigraphy, magmatism and tectonism in the Ecuadorian northwestern cordillera: Metallogenic and Geodynamic implications. Tesis Doctoral. Katholieke Universiteit Leuven, 150p.

WILKINSON I. (1998a) Foraminifera from a suite of Late Cretaceous to Paleogene samples from the Western Cordillera, Ecuador. Technical Report WH/98/56R. Biostratigraphy and sedimentology research group BGS. Nottingham UK.

WILKINSON I. (1998b) Calcareous microfossils from Cretaceous and Tertiary deposits in Ecuador. Technical Report WH/98/45R. Biostratigraphy and sedimentology research group BGS. Nottingham UK.



HOJA GEOLÓGICA-B4 (81SE)
CAROLINA (2014)

INTRODUCCIÓN

La hoja geológica La Carolina se encuentra ubicada en los Andes Septentrionales del Ecuador entre las provincias de Carchi e Imbabura, comprende los cantones de Tulcán, Mira, Espejo e Ibarra. La hoja cubre un área aproximada de 513.72 km^2 en la que se incluye parte de la Reserva Ecológica El Ángel.

La zona de estudio se encuentra a 170 km al norte de la ciudad de Quito y a 60 km de distancia al norte de la ciudad de Ibarra. El relieve del área de estudio es abrupto y accidentado, exhibe cotas con un rango de altitudes que varía entre los 840 y 4600 msnm . El drenaje principal de la zona constituye el Río Mira, el cual forma un amplio valle asimétrico abierto en la zona de estudio. Otras redes hidrográficas principales conforman el Río Blanco, Río de la Plata, Río Chutín, Río Morán, Río Tablas y el Río San Gerónimo.

GEOLOGÍA

Las rocas del basamento caracterizadas en el presente trabajo constituyen rocas ígneas y volcanosedimentarias cretácicas, así como rocas volcanoclásticas paleo-eocénicas además de lavas andesíticas de edad oligocénica. Los depósitos mio-pliocénicos están constituidos por los volcánicos Chutín, El Morán, Golondrinas, Tambor y Otavalo. Por otra parte, los depósitos pleistocénicos corresponden a los volcánicos Cerro Negro y Chiltazón, además, de cuerpos intrusivos de composición intermedia a ácida.

Unidad Pallatanga (K_{Pa}): (McCourt et al., 1997) está expuesta en la vía Salinas-Lita (UTM: 819292E; 10060989N) y en Tercer Paso (UTM: 814363E; 10073494N) en el margen derecho del Río Mira. Constituye de basaltos recristalizados con estructuras almohadilladas además de sedimentos finos asociados. Análisis geoquímicos de los basaltos muestran afinidades toleíticas e indica una composición entre MORB y Basaltos de Arcos de Islas con influencia de una plum a mantélica (Boland et al., 2000). Métodos radiométricos en gabros de la Unidad San Juan, la cual es considerada como las raíces ultramáficas del terreno Pallatanga, establecen una edad de 87.10 ± 1.66 Ma. Esta edad es interpretada como la edad de cristalización del basamento ultramáfico (Vallejo, 2007).

Unidad Río Cala (KRC): (Boland et al., 2000) Aflora en la Qda. Río Plata (UTM: 832 382E; 10 088 146N) y en el tramo Tercer Paso-Naranjito (UTM: 812839E; 10075236N). Consiste de basaltos a andesitas basálticas sub-porfiríticas con fenocristales de piroxenos. Las rocas contienen minerales de alteración como clorita, epidota, cuarzo y calcita en menor cantidad. Probablemente constituye un arco de islas intraoceánico con influencia de pluma mantélica (Allibon et al., 2005). La relación de la Unidad Río Cala con la Unidad Natividad sugiere una edad campaniana a maastrichtiana (Vallejo, 2007).

Unidad Natividad (KNt): (Boland et al., 2000) está expuesta en el tramo El Corazón del Mundo Nuevo-Campo Libre en ambos márgenes del Río Chutín (UTM: 816 640E; 10077540N) así como en las partes altas de la Qda. Oscuro (UTM: 819385E; 10079654N). Consiste de rocas sedimentarias como areniscas con aporte volcánico, lutitas y cherts en estratos de espesor variable. Las rocas presentan una coloración negra a veces gris oscuro-verde en los sedimentos más finos. La edad de la unidad Natividad está basada en análisis de microfauna foraminífera presentes en sedimentos turbidíticos. Wilkinson (1998) establece una edad campaniana a maastrichtiana.

Unidad Pilatón (K_{Pl}): (Kehrer y Van der Kaaden, 1979) Aflora en la vía Salinas- Lita en el tramo comprendido entre El Limonal-La Chorrera de Tablas (UTM: 810864E; 10078564N). Se compone de rocas sedimentarias en estratos de espesor variable, son en general areniscas con aporte volcánico, microbrechas con fragmentos ígneos, lutitas, limolitas verdes y cherts. Filitas verdes son incluidas en la Unidad Pilatón generadas por dinamometamorfismo. Boland et al. (2000) sugieren una edad maastrichtiana para la unidad geológica basada en estudios micropaleontológicos.

Unidad Collapí ($PaEo?_C$): (INEMIN-AGDC, 1990) se encuentra bien expuesta en el margen derecho del Río Mira en la vía lastrada Caliche-Jijón y Caamaño (UTM: 804206E;10086553N) fuera de la zona de estudio. Adicionalmente, la unidad geológica aflora cerca de los poblados de Espejo 1 (UTM: 808809E; 10085099N) y El Carmen (UTM: 809872E; 10091089N). Consiste de volcanosedimentos estratificados a masivos como areniscas con aporte volcánico, lutitas y tobas cristalinas intercalados entre sí. Mediante relaciones estratigráficas con respecto a rocas de la Unidad El Laurel, Chulde (2014) propone una edad paleocénica a eocénica inferior.

Unidad El Laurel (Eo_{EL}): (Van Thournout, 1991), la localidad tipo se encuentra en el poblado El Laurel (UTM: 828043-10092047). Buenas exposiciones afloran en el tramo El Morán – La Cortadera (UTM: 827873E; 10090812N) y cerca del poblado Espejo 1 en las calizas Gualchán (UTM: 808872E; 10085123N). Consiste en rocas sedimentarias como lutitas negras y areniscas de grano fino, además presenta intercalaciones de calizas bioclásticas de espesores métricos. Se considera una edad eocénica media basado en análisis micropaleontológicos realizados por Wernli (1986).

Unidad Silante ($EoOl?_{Sl}$): (DGGM, 1978), se encuentra expuesta en la vía Salinas-Lita (UTM: 814578E; 10073432N) y en el margen derecho del Río Mira a la altura de Tercer Paso (UTM: 817114E; 10072787N) donde se exhibe en contacto tectónico con respecto a los basaltos de la Unidad Pallatanga. Consiste en una serie de areniscas, lutitas púrpuras, limolitas verdes, microconglomerados y brechas volcánicas con líticos ígneos. Este trabajo ha considerado una edad eocénica a oligocénica planteada por Egüez (1986) y Boland et al. (2000) para la unidad geológica.

Unidad San Juan De Lachas ($OlMi_{SJl}$): (Salazar, 1981), extensos afloramientos se presentan en la vía Salinas-Lita en el tramo La Carolina – Peña Negra (UTM: 806 374E; 10 082 684N) y San Juan de Lachas – Espejo 1 (UTM: 807 143E; 10 084 975N). Consiste principalmente de autobrechas, lavas de composición andesítica, volcanosedimentos y diques ricos en anfíboles. Geoquímicamente las andesitas muestran afinidades calcoalcalinas propias de arco continental resultantes de magmatismo en zonas de subducción. Vallejo (2007) sugiere una edad oligocénica (32.9 ± 1.2Ma) mediante métodos radiométricos para una andesita anfibólica.

Depósitos Miocénicos-Pleistocénicos Volcánicos Chutín (Mi_{Cht}): Definidos en el presente trabajo, afloran en el caserío denominado Catarama hasta la Qda. De La Bolsa (UTM: 822774E; 10075811N) y en la Qda. De los Muertos hacía el Río de la Plata (UTM: 832534E; 10088745N). Constituye un paquete de brechas soportadas por una matriz volcanoclástica fina con líticos angulosos a subangulares de lavas de composición andesítica. Se interpreta como la sección basal del volcanismo neógeno al este de la zona de estudio.

Volcánicos El Morán ($MiPl_{EM}$): El término "volcánicos El Morán" es definido en el presente trabajo. Los depósitos volcánicos están expuestos cerca de la comunidad El Morán en las partes altas del Río Cuevas (UTM: 826158E; 10083884N), afloran también en las nacientes del Río Chutín (UTM: 825939E; 10075792N) y en la parte alta de los páramos de la Reserva Ecológica El Ángel. Consiste en productos volcánicos de composición básica a intermedia, representados por andesitas y andesitas basálticas con texturas afaníticas a porfiríticas. Se estima una edad miocénica a pliocénica para los depósitos volcánicos INEMIN-AGDC (1986).

Volcano Sedimentos El Morán ($MiPl_{VsEM}$): En el presente trabajo se los ha definido como los productos volcanoclásticos y volcanosedimentarios de composición intermedia de los distintos eventos eruptivos que formaron la secuencia de lavas andesítico basálticas El Morán. Se encuentran distribuidos en toda la parte alta de la Reserva Ecológica El Ángel. Buenas exposiciones se encuentran presentes cerca del Cerro La Planada (UTM: 833139E; 10081955N) constituyen una mezcla de depósitos de caída o tefras y depósitos de flujos piroclásticos soportados en matriz.

Volcánicos Otavalo ($MiPl_{Otv}$): El término "volcánicos Otavalo" es definido en el presente trabajo y toma el nombre de un centro de emisión que resalta morfológicamente en la hoja Tufiño, el cual probablemente es el responsable de los depósitos volcánicos presentes en la zona. Los depósitos volcánicos Otavalo están compuestos por lavas porfiríticas de color gris de composiciones ácidas entre dacitas a riolitas. Se considera una edad miocénica para los depósitos volcánicos, sin embargo, es probable que se extiendan hasta el plioceno (INEMIN-DGGM, 1986).

Volcanosedimentos Otavalo ($MiPl_{VsOtv}$): Geomorfológicamente constituyen las partes altas del filo de los Guerreros y de Pernagán. Consisten en depósitos volcanoclásticos de caída de composición ácida con líticos de pómez dacítica a riolítica, no presentan gradación y la secuencia es desordenada, por lo que se estima que son retrabajados.

Volcánicos Tambor (Pl_{T}): (INIGEMM, 2012). Consiste en depósitos volcánicos de composición ácida pertenecientes probablemente a los volcánicos Pugarán. Comprende un paquete de depósitos volcanoclásticos, los cuales están constituidos por lavas ácidas entre dacitas a riodacitas, flujos piroclásticos, depósitos de caída de ceniza además de brechas con matriz tobácea.

Volcánicos Golondrinas (Pl_{Gd}): Definidos en el presente trabajo, toma el nombre debido a la cercanía de los depósitos volcánicos a un centro de emisión denominado Cerro Golondrinas. Los depósitos volcánicos se encuentran presentes en las partes altas del Río Caliche y de la Qda. El Carmen (UTM: 810066E; 10092319N, 809821E; 10092196N). Consiste en una secuencia de depósitos de caídas y tobas retrabajadas de composición intermedia, además de lavas andesíticas con texturas afaníticas y porfiríticas. Ocasionalmente tiene pequeños flujos piroclásticos intercalados hacía la parte superior.

Volcánicos Chiltazón (Pt_{Chz}): El término Chiltazón toma el nombre del estratovolcán ubicado en la esquina sureste de la hoja geológica (UTM: 831455E; 10075371N). Consiste en lavas de composición intermedia con una tendencia hacía lo ácido, presenta andesitas grises y dacitas rosáceas subporfiríticas. Los afloramientos son escasos debido a que están cubiertos por piroclastos. En el presente trabajo se le asigna una edad pliocénica, no obstante, INEMIN-DGGM (1986) establece que puede ser más joven asignando una edad pleistocénica.

Flujos Piroclásticos Chiltazón (Pt_{FpChz}): Son depósitos piroclásticos asociados al volcán Chiltazón, se encuentran presentes en las partes bajas del estratovolcán. Los flujos piroclásticos son soportados en clastos y presentan matriz tobácea gris. Estos depósitos presentan un mal sorteo, empaquetamiento tangencial a puntual, con clastos subangulares a subredondeados de tamaño variable entre 5cm a 4m.

Volcánicos Cerro Negro (Pt_{Cn}): Toma el nombre de un estratovolcán de 4.470m de altura ubicado a 3 km al oeste del volcán Chiles (INEMIN-DGGM, 1986). Los volcánicos se encuentran únicamente en la esquina noreste de la hoja geológica, en el valle del Río Chilma (UTM: 833734E; 10092000N). En la zona de estudio es probable que se encuentren potentes depósitos lahariticos asociados a la actividad del centro de emisión, los cuales descendieron por el valle del Río Chilma (IN EMIN-DGGM, 1986).

Depósitos fluvio-glaciares (Q_{fg}): Los depósitos de morrena en la zona de estudio afloran sobre los 3350 msnm hasta los 3450 msnm en la parte de alto páramo. Consiste en depósitos cuaternarios con líticos angulares a subangulares de tamaños centimétricos y composición andesítica a dacítica. Se encuentran en los sectores de San Rafael, Qda. Chuzalongo (UTM: 831654E; 10078671N) observado con ayuda de fotografías aéreas constituyendo morrenas laterales y frontales y cerca de San Patricio en la Qda. De González (UTM: 830432E; 10084134N) en donde forman amplios valles en V. Además, morrenas frontales han sido observadas cerca de la Qda. Las T olas (UTM: 832865E; 10076783N).

Depósitos coluviales (Qc): Los depósitos coluviales se encuentran distribuidos en toda la zona de estudio en donde se presentan pendientes abruptas escarpadas. Constituyen acumulaciones de materiales de diverso tamaño, pero de litología generalmente homogénea, los cuales se encuentran soportados en una matriz arcillosa-arenosa. Se presentan en cuenca hidrográfica del Río Chutín así como en las partes altas de los depósitos volcánicos al noreste de la hoja La Carolina, donde el principal responsable son las altas precipitaciones. En general, los tipos de depósitos coluviales presentes en la zona son de tipo caída o desprendimiento como el que está ubicado en la vía Salinas-Lita (UTM: 810902E; 10079011N) y deslizamientos rotacionales descritos en las localidades ya mencionadas.

Depósitos aluviales (Q_a): Estos depósitos se ubican a lo largo de los afluentes principales de la zona de estudio, las mejores expresiones corresponden a los depósitos cuaternarios ubicados en ambos márgenes del Río Mira, Río de la Plata, Río Blanco, y en los sectores de El Corazón de Guadual y El Corazón del Mundo Nuevo. Constituyen amplias zonas aterrazadas compuestas por arenas sueltas, bloques y gravas. Otros depósitos aluviales se presentan en la cuenca del Río Morán y De la Plata, los cuales constituyen como antiguos bordes de la llanura de inundación de los afluentes.

ROCAS INTRUSIVAS

Hornblenditas: Se encuentran expuestos cerca de La Carolina (UTM: 806569E; 10081579N) y en el caserío El Cabuyal (UTM: 808272E; 10083638N). Las rocas presentan texturas faneríticas con cristales de anfíboles orientados y entrecrecidos a manera de estructura fluidal. Las rocas presentan minerales como plagioclasa y piroxenos además de minerales de alteración. Análisis geoquímicos de los gabros hornblendíticos corresponden a series toleíticas relacionados a arcos primitivos o de islas.

Dioritas: Se encuentran expuestos en la parte central y en la esquina noroccidental de la hoja geológica. Constituyen cuerpos de varias dimensiones emplazados en rocas cretácicas, eocénicas y oligocénicas. Las rocas presentan texturas holocristalinas-faneríticas y minerales principales de plagioclasa y piroxeno. Además, los cuerpos intrusivos que afloran en la esquina noroccidental exhiben cristales de hornblenda, óxidos Fe y epidota en menor contenido.

Cuarzodiorita: Se localiza al occidente de la hoja geológica cerca del poblado Plan de Ánimas (UTM: 806185E; 10079596N). Las rocas están compuestas de minerales de plagioclasa, piroxenos, anfíbol, biotita y cuarzo en menor cantidad. Hacía los bordes de la intrusión, las plagioclasas se transforman a caolín debido a la meteorización física.

Granodiorita: Las intrusiones afloran en la vía Gualchán-Las Juntas (UTM: 814654E; 10088443N, 816642E; 10089094N). Además, cuerpos intrusivos menores afloran cerca de la Qda. San Miguel de Guayabal y en la antigua vía férrea Salinas-Lita. Consisten en rocas con gris-blanquecinas, con textura holocristalina-fanerítica de grano medio, constituidas por plagioclasa, anfíbol, cuarzo y biotita. Feldespato-K también se observa en menor cantidad.

Granitos: Afloran en la vía lastrada Tufiño - El Laurel (UTM: 832245E; 10089302N, 831308E; 10091165N) y en el sendero que va desde el caserío El Morán - La Cortadera (UTM: 827547E; 10085307N, 826580E; 10085833N, 826754E; 10089656N). Consisten en granitos y pegmatitas de color gris-blanco con un gran desarrollo de cristales poligonales de moscovita (≈1cm) con hábito laminar. Los cuerpos intrusivos presentan microtexturas hipidiomórfica granular seriada-porfirítica con cristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato y moscovita. Exhiben una matriz microcristalina compuesta por microcristales de cuarzo y feldespato.

Necks volcánicos: Constituyen estructuras hipoabisales cilíndricas masivas que afloran en la zona de estudio y resaltan morfológicamente en el relieve resistiendo a la erosión. Afloran en los sectores Cerro Chiltazón (UTM: 831243E; 10075823N) y Cerro Mirador (UTM: 829687E; 10081901N). Además, mediante el uso de fotografías aéreas e imágenes satelitales ha sido posible definir este tipo de estructuras morfológicas en el Cerro Pan de Azúcar (UTM: 830984E; 10087867N) y en las partes altas del filo de Pernagán. La litología es variada, desde andesitas piroxénicas o anfibólicas hasta probablemente dacitas a riodacitas.

ESTRUCTURAS TECTÓNICAS

La mayoría constituyen contactos tectónicos entre las unidades geológicas, además poseen una dirección semiparalela a la zona de cizallamiento, la cual es descrita más adelante.

Fallamientos Transcurrentes NE-SW. Estas estructuras tectónicas presentan generalmente una orientación de rumbo N40°E y constituyen fallamientos transcurrentes con cinemática dextral y componente inverso menor. Las fallas muestran el desarrollo de estrías, grietas, espejos de falla y zonas de "gouge" así como brechas de falla. Los fallamientos afectan tanto a unidades geológicas de edad cretácica como paleógena. Estas estructuras frágiles son descritas detalladamente en la memoria técnica y son las principales responsables de la presencia de los cuerpos intrusivos, los cuales afloran y se encuentran presentes en una tendencia noreste ya que han generado zonas de debilidad por donde han facilitado la migración y el ascenso de las intrusiones.

Zonas de Cizallamiento NE-SW: Aflora en la vía principal Salinas-Lita en las coordenadas (UTM: 810902E; 10079011N) con dimensiones aproximadas de 2 km de longitud y 50 m de ancho donde presenta una dirección NE. Constituye una zona de cizalla local, la cual en el mapa geológico presentado en este trabajo se ha exagerado el área para su representación. Boland et al. (2000) describen este sitio como una zona de deformación dúctil con una fábrica S-C, la cual es localmente desarrollada en la carretera Salinas-Lita (UTM: 811100E; 10098000N, PSAD-56) indicando un sentido de movimiento dextral.

OCURRENCIAS DE MINERALES METÁLICOS

Oro: Cerca del poblado Luz de América, en la Qda. Guallupe (UTM: 806894E-10080032N) habitantes del sector se dedican al lavado de sedimentos fluviales de forma artesanal e informal para la obtención de oro diseminado. Esta actividad marcaría un claro indicio de la presencia de metales nobles en la zona.

Cobre y Hierro: Indicios de menas de cobre han sido observados dentro del cuerpo intrusivo cuarzodiorítico ubicado al oeste de la zona de estudio en la Qda. Cataram a cerca del poblado Plan de Ánimas. La intrusión contiene mineralización metálica de calcopirita, bornita y pirita presentes como sulfuros diseminados. Además, en la parte alta de la Qda. San Miguel de Guayabal, el intrusivo diorítico presenta diseminación de menas de pirita, calcopirita y covelina en menor cantidad.

OCURRENCIAS DE MINERALES NO-METÁLICOS

Los minerales no metálicos que ocurren en la zona de estudio incluyen rocas carbonatadas (calizas) y piroclastos.

Calizas: Ocurren al oeste de la hoja geológica cerca del poblado Espejo 1 (UTM: 808872E; 10085123N) y en la parte alta del poblado de Gualchán (UTM: 811123E; 10088154N). Constituyen cuerpos calcáreos arrecifales ubicados dentro de la Unidad El Laurel. No han sido estudiados detenidamente para establecer sus dimensiones, sin embargo, se estima una potencia aproximada de 40 m de espesor. Labores de explotación en Gualchán han sido desarrolladas anteriormente por em presas mineras debido a que hoy en día, las calizas se presentan en grandes bloques de dimensiones métricas. Probablemente no constituye grandes reservas de calizas para la industria cementera. Boland et al. (2000) reportan trabajos de explotación en las mismas calizas para fines ornamentales.

Por otra parte, INEMIN-DGGM (1986) reporta la presencia de fuentes termales ubicadas en las nacientes del Río Chutín (UTM: 823500E;10075000N, PSAD-56). Las fuentes termales alcanzan temperaturas de 50°C depositando y acumulando travertino así como minerales de hierro (ilmenita?).

Piroclastos: Existen potentes paquetes de flujos piroclásticos en el margen izquierdo del río Mira cerca del poblado Naranjito pertenecientes a los volcánicos Tambor (UTM: 811282E; 10075394N), los cuales podrían ser utilizados como material aglomerante puzolánico. Por otra parte, es posible también considerar a los depósitos piroclásticos del Cerro Chiltazón, sin embargo, en la zona predomina la actividad agrícola y ganadera.

MATERIALES DE CONSTRUCCIÓN

Arenas y gravas: En la zona de estudio los sitios de abastecimientos de áridos son locales, los cuales son extraídos para la demanda interna de la población y sus alrededores. Material pétreo como arena, grava y ripio se encuentra como material suelto a lo largo del Río Mira. Consisten en depósitos de arenas semiconsolidadas no litificadas de buen sorteo y grano grueso proveniente de depósitos aluviales formados por el Río Mira. Estos depósitos aluviales constituyen terrazas de gran altitud ubicados principalmente en el margen izquierdo del Río Mira como se observa cerca del poblado El Limonal (UTM: 807082E; 10082106N) en terrazas de 18 m de altura.

Los depósitos aluviales se hallan conformados principalmente por clastos de naturaleza sedimentaria, volcánica e intrusiva, provenientes de la erosión de las rocas del basamento y rocas mio-pliocénicas. Los clastos son redondeados a subredondeados, su tamaño varía desde arenas hasta bloques de 5 m de diámetro.

HISTORIA GEOLÓGICA Y MODELO DE EVOLUCIÓN

La secuencia más antigua constituye el terreno alóctono de naturaleza oceánica desarrollado en el océano Pacífico denominado Plateau Caribe, el cual migró en dirección NE contra el margen sudamericano noroccidental. Entre el plateau oceánico (Pallatanga) y el margen continental sudamericano (metamórfico?) se desarrolló una zona de subducción, donde la placa subducida se mueve en dirección este a oeste debajo del plateau (Vallejo, 2007). Esta zona de convergencia formó un arco de islas con afinidades toleíticas a calcoalcalinas denominado Río Cala (Boland et al., 2000).

El arco Río Cala de edad cretácico tardío (Boland et al., 2000) generó productos volcanosedimentarios de abanico turbidítico marino distal de las unidades geológicas Natividad y probablemente Pilatón.

A finales del Campaniano e inicios del Maastrichtiano, el terreno de naturaleza oceánica se acrecionó al continente (Vallejo, 2007) bloqueando la zona de subducción que dio origen al Arco Rio Cala. Este evento es registrado por períodos de enfriamiento rápido y exhumación en la Cordillera Real (Spikings et al., 2000), así como reajustes térmicos (Aspden et al., 1992).

Una nueva zona de convergencia se desarrolló a finales del Maastrichtiano e inicios del Paleoceno, en donde la placa oceánica se subduce hacía el Este desarrollando un arco volcánico en el Paleoceno tardío e inicios del Eoceno. En la Cordillera Occidental del Ecuador, un arco volcánico con la edad mencionada es denominado Macuchi sensu stricto, (Egüez, 1986) donde al parecer las raíces del complejo volcánico constituyen los cuerpos intrusivos máficos con firmas toleíticas reportados en la zona de estudio por Chulde (2014) de probable edad paleoceno a eoceno medio emplazados en la Unidad Pilatón.

Durante el Paleoceno tardío, condiciones marinas se reanudaron y dominaron la región, depositando secuencias volcanosedimentarias de la Unidad Collapí (areniscas, tobas cristalinas y lutitas) provenientes de una fuente volcánica básica a intermedia. La composición de la fuente de los sedimentos de la Unidad Collapí se ha determinado mediante análisis microscópicos y por XRD. Se considera que la fuente volcánica probablemente constituye el arco Macuchi ubicado al occidente de la zona de estudio (Chulde, 2014).

Durante el Eoceno medio, continúa la sedimentación sincrónica de la Unidad Collapí, así como el inicio de la depositación de la Unidad El Laurel con aporte continental constituyendo abanicos distales provenientes del Este. Al mismo tiempo, en este período favorecen las condiciones marinas someras para el desarrollo de pequeñas plataformas arrecifales indicadas como Gualchán.

Por otra parte, hacía el Este dentro de la Cordillera Occidental se inicia el desarrollo del arco Silante, el cual exhibe composiciones intermedias y afinidades calcoalcalinas evidentes relacionados a zonas de subducción (Vallejo, 2007). Las facies sedimentarias (conglomerados y areniscas volcánicas) se encuentran presentes dentro de la zona de estudio.

Un evento compresivo regional es registrado en todas las rocas que afloran en la zona de estudio generando zonas de cizalla y fallamientos transcurrentes en dirección NE formando fajas tectónicas, las cuales limitan bruscamente cambios litológicos (fajas tectónicas de las Unidades Pallatanga, Río Cala, Natividad, El Laurel, Silante). Además, grietas tensionales observadas en calizas indican una dirección del esfuerzo principal (σ_1) Este-Oeste (Chulde, 2014). Este evento compresivo regional tal vez se encuentre asociado a un período de levantamiento y exhumación (43-30 Ma) reportado por Spikings et al. (2000). En el presente trabajo, este evento es reflejado a manera de una discordancia erosional a finales del Eoceno e inicios del Oligoceno.

Durante el Oligoceno, un arco continental con afinidades calcoalcalinas fue desarrollado al norte de la latitud 0°. El volcanismo San Juan de Lachas, el cual consiste en mantos de lavas andesíticas y brechas, se desarrolló plenamente en los Andes Septentrionales ecuatorianos constituyendo parte del arco volcánico cenozoico.

Una actividad volcánica intermedia a ácida con firmas calcoalcalinas evidentes se desarrolló plenamente desde el Mioceno tardío y es representado por los volcánicos Chutín, Morán y Otavalo cuya fase intrusiva estaría representada por los intrusivos cuarzodioríticos y granodioríticos continuando hasta el Plioceno con el desarrollo de los depósitos volcánicos El Tambor y Golondrinas. Además, intrusiones graníticas y pegmatíticas se emplazan en los sedimentos eocénicos y probablemente constituyen cuerpos relacionados al Intrusivo de Maldonado (7.5 ± 0.4 Ma) debido a la similitud petrográfica.

Una reactivación de las estructuras tectónicas controla la distribución de los cuerpos intrusivos con las rocas encajantes eocénicas. Este evento compresivo regional tal vez se encuentre asociado a un período de levantamiento y exhumación (6 Ma) reportado por Spikings et al. (2005) debido a una reactivación de la zona de cizalla Chimbo-Toachi. Por otra parte, edificios volcánicos pleistocénicos forman parte del arco actual continental de los Andes del Norte y son representados por los volcanes Chiltazón y Cerro Negro plenamente desarrollados.

REFERENCIAS

ALLIBON, J., MONJOIE, P., LAPIERRE, H., JAILLARD, E., BUSSY, F. & BOSCH, D. (2005). High Mg-basalts in the Western Cordillera of Ecuador: evidence of plateau root melting during Late Cretaceous arc magmatism. In: Proceedings of the Sixth International Symposium on Andean Geodynamics, Program and Abstracts, Barcelona, Spain, pp. 3335.

BOLAND, M. P., PILATASIG, L. F., IBADANGO, C.E., MCCOURT, W. J., ASPDEN, J. A., HUGH ES, R. A. & BEATE, B. (2000) Geology of the Western Cordillera between 0°-1°N, Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información Cartográfica y Geológica, Informe No. 10. CODIGEM-BGS, 72 p. Quito-Ecuador.

CHULDE, E. (2014) Estudio geológico del paleógeno en la Cordillera Occidental Septentrional del Ecuador. Provincias de Carchi e Imbabura. Tesis de Grado – Escuela Politécnica Nacional, No publicada, 100p. Quito - Ecuador.

DGGM (1978) Mapa geológico del Ecuador, escala 1:100000. Hoja No. 66 Machachi. Quito-Ecuador.

EGÜEZ, A. (1986) Evolution Cénozoïque de la Cordillère Occidentale septentrionale d'Equateur (0°15' S - 01°10' S), les mineralisations associetees. Doctoral Thesis, U MC, Paris, 116 p. Unpublished. Instituto Ecuatoriano de Minería-Agencia Gubernamental de Cooperación en Desarrollo

INEMIN-AGCD (1990) Inventario de recursos minerales metálicos en el Noroccidente del Ecuador, Proyecto Desarrollo del Sector Minero en el Ecuador, Tomo I: Investigaciones Geológicas y Metalogénicas, 107 p. Quito - Ecuador. Instituto Ecuatoriano de Minería-Dirección General de Geología y Minas

INEMIN-DGGM (1986) Mapa geológico del Ecuador, escala 1:100000. Hoja No. 81 Maldonado. Quito- Ecuador.

INIGEMM (2012) Proyecto Mapeo Geológico escala 1:50000 (Zonas prospectivas mineras) Mapa geológico La Merced de Buenos Aires escala 1:50000. Mapa y memoria técnica, 107 p. No publicado. Quito-Ecuador.

KEH RER, W. & V AN DER KAADEN, G. (1979) Notes on the geology of Ecuador, with special reference to the Western Cordillera. Geologische Jahrbuch, 35, 5-57.

MCCOURT, W. J., DUQUE, P., & PILATASIG, L .F. (1997) Geology of the Western Cordillera between 1°-2ºS, Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información cartográfica y Geológico, Informe No. 3, CODIGEM-BGS, 69 p. Quito - Ecuador.

SALAZAR, E. (1981) Informe de comisión realizada a Hualchán del 24 de Noviembre al 4 de Diciembre de 1981. Dirección General de Geología y Minas. DGGM. Informe 5973. Unpublished Report. Quito - Ecuador.

SPIKINGS, R.A., SEWARD, D., WINKLER, W. & RUIZ, G.M. (2000) Low temperature thermochronology of the northern Cordillera Real, Ecuador tectonic insights from zircon and apatite fission-track analysis: Tectonics, 19, 649-668.

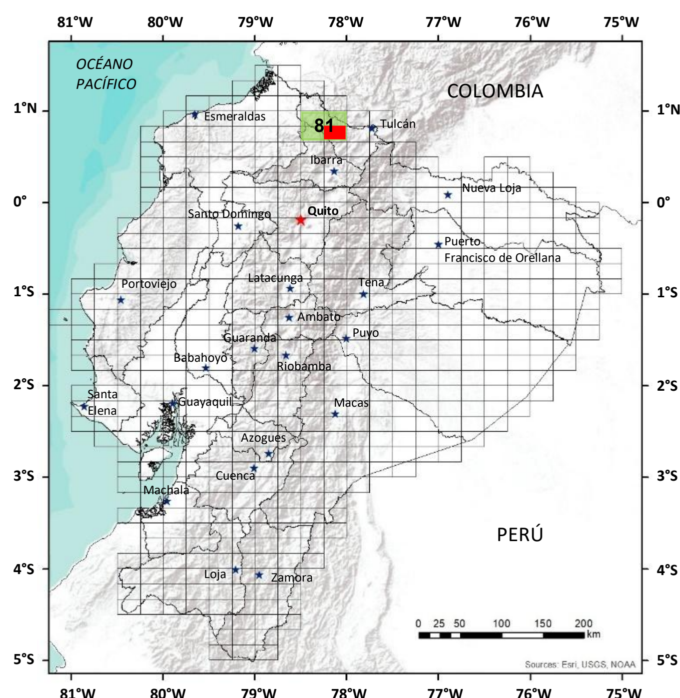
SPIKINGS, R. A., WINKLER, W., H UGH ES, R. A., & HANDLER, R. (2005) Thermochronology of Allochthonous Blocks in Ecuador: unraveling the accretionary and post-accretionary history of the Northern Andes. Tectonophysics, 399, 195–220.

VALLEJO, C. (2007) Evolution of the western cordillera in the Andes of Ecuador (late Cretaceous-Paleogene). Swiss federal institute of technology Zürich. Doctoral Thesis ET H No. 17023, 145 p. Unpublish ed.

VAN THOURNOUT, F. (1991) Stratigraphy, magmatism and tectonism in the Ecuadorian north western cordillera: Metallogenic and Geodynamic implications. Doctoral Thesis, Katholieke Universiteit Leuven, 150 p.

WERNLI, R. (1986) Informe de análisis micropaleontológico. Département de géologie et de paléontologie, Université de Genéve, Section des Sciences de la T erre, 3 p.

WILKINSON, I. P. (1998) Calcareous microfossils from a suite of samples from the Western Cordillera, Ecuador. Technical Report WH/98/163R. Biostratigraphy and Sedimentology Research Group BGS, Nottingham UK.



HOJA GEOLÓGICA-B4 (81SE)
CAROLINA (2017)

INTRODUCCIÓN

El área de la Hoja geológica La Carolina se encuentra ubicada en los Andes Septentrionales del Ecuador entre las provincias de Carchi e Imbabura. Comprende los cantones de Tulcán, Mira, Espejo e Ibarra, cubriendo un área aproximada de 513.72 km^2.

La zona de estudio se encuentra a 170 km al Norte de la ciudad de Quito y a 60 km de distancia al Norte de la ciudad de Ibarra. Las principales vías de acceso son la Panamericana Norte y desde Salinas por la vía a San Lorenzo. Otras vías de acceso importantes son la carretera Tulcán-Tufiño-El Laurel-Chical y la vía de segundo orden El Ángel-La Libertad-El Placer. El relieve del área de estudio es abrupto y accidentado, con un rango de altitudes que varía entre los 840 y 4600 msnm.

El drenaje principal de la zona constituye el Río Mira, el cual forma un amplio valle asimétrico abierto. Otras redes hidrográficas principales son las de los ríos Blanco, De la Plata, Chutín, Morán, Tablas y San Gerónimo.

GEOLOGÍA

Los últimos trabajos de cartografía geológica en la región fueron realizados por Boland y otros (2000) a escala 1:200000. El enfoque del actual proyecto consistió en discriminar y caracterizar los grandes conjuntos del basamento oceánico de la Cordillera Occidental en su bloque noroccidental, que muestra algunas particularidades respecto al resto de la cordillera. Igualmente se discriminaron y caracterizaron los depósitos volcánicos y volcanosedimentarios del Neógeno hasta el Cuaternario.

Para las rocas volcánicas del basamento cretácico se enfatiza la discriminación de la naturaleza del volcanismo considerando la posibilidad de ocurrencias de rocas de piso oceánico (MORB) y de plateau oceánico agrupadas en la Unidad Pallatanga; o de los arcos oceánicos Naranjal y Río Cala y sus volcanosedimentos asociados (Natividad, Pilatón) propuestos en trabajos anteriores. También se consideró la posibilidad de ocurrencia de rocas volcanosedimentarias del arco insular Macuchi con las unidades litológicas del Paleoceno – Eoceno reportadas en INEMIN-AGCD (1990).

LITOESTRATIGRAFÍA

Unidad Pallatanga (K_{Pa}) (Cretácico): McCourt y otros (1997). Está expuesta en la vía Salinas-Lita (UTM: 819292E; 10060989N) y en Tercer Paso (UTM: 814363E; 10073494N) en el margen derecho del Río Mira. Constituye de basaltos almohadillados con textura afanítica y a veces sub-porfirítica con cristales de plagioclasa y augita. Localmente los basaltos se intercalan con lutitas/limolitas silicificadas. Análisis geoquímicos de estas rocas realizados en el presente estudio, muestran afinidades toleíticas y composiciones entre MORB y IAB, que coinciden parcialmente con los obtenidos por Boland y otros (2000). Este autor interpreta el ambiente de los basaltos a dorsal o plateau oceánico influenciado por una pluma mantélica. Métodos radiométricos en gabros de la Unidad San Juan, considerada como las raíces ultramáficas del terreno Pallatanga, establecen una edad de 87.10 ± 1.66 Ma (Vallejo, 2007).

Unidad Río Cala (K_{Rc}) (Cretácico): Boland y otros (2000). Está expuesta en la Q. Río Plata (UTM: 832382E; 10088146N) y en el tramo Tercer Paso-Naranjito (UTM: 812839E; 10075236N). Consiste de basaltos a andesitas basálticas sub-porfiríticas con fenocristales bien desarrollados de piroxeno. Las rocas presentan clorita, epidota, cuarzo y calcita como minerales de alteración. Datos geoquímicos indican un origen de arco de islas intraoceánico desarrollado sobre un plateau oceánico (Allibon y otros, 2005). La relación de la Unidad Río Cala con la Unidad Natividad sugiere una edad campaniense a maastrichtiense (Vallejo, 2007).

Unidad Natividad (K_{Nt}) (Cretácico): Boland y otros (2000). Está expuesta en el tramo El Corazón del Mundo Nuevo - Campo Libre en ambos márgenes del Río Chutín (UTM: 816640E; 10077540N) así como en las partes altas de la Q. Oscuro (UTM: 819385E; 10079654N). Consiste de areniscas con aporte volcánico, lutitas y cherts en estratos de espesor variable. Las rocas presentan una coloración negra a veces gris oscuro-verde en los sedimentos más finos. La edad campaniense a maastrichtiense de la unidad Natividad está basada en análisis de microfauna foraminífera presentes en sedimentos turbidíticos. (Wilkinson, 1998 en Boland y otros, 2000).

Unidad Pilatón (K_{Pl}) (Cretácico): Kehrer y Van der Kaaden (1979). Está bien expuesta en la vía Salinas - Lita en el tramo comprendido entre El Limonal – La Chorrera de Tablas (UTM: 810864E; 10078564N). Se compone de rocas sedimentarias en estratos de espesor variable. En general son areniscas con aporte volcánico, microbrechas con fragmentos ígneos, lutitas, limolitas verdes y cherts. Boland y otros (2000) sugieren una edad maastrichtiense para la unidad geológica, basados en estudios micropaleontológicos.

Unidad Collapí (PcE_C) (Paleoceno-Eoceno Inferior): INEMIN-AGDC (1990). La unidad aflora cerca de los poblados de Espejo 1 (UTM: 808809E: 10085099N) y El Carmen (UTM: 809872E; 10091089N). Consiste de volcanosedimentos estratificados a masivos incluyendo areniscas con aporte volcánico, lutitas y tobas cristalinas intercalados entre sí. Mediante relaciones estratigráficas con respecto a rocas de la Unidad El Laurel, Chulde (2014) propone una edad paleocénica a eocénica inferior.

Unidad El Laurel (E_L) (Eoceno): Van Thournout (1991). La localidad tipo se encuentra en el poblado El Laurel (UTM: 828043E; 10092047N). Además, buenas exposiciones afloran en el tramo El Morán –La Cortadera (UTM: 827873E; 10090812N) y cerca del poblado Espejo 1 donde se localizan las conocidas calizas Gualchán (UTM: 808872E; 10085123N). Consiste de lutitas negras y areniscas de grano fino, además de intercalaciones de calizas bioclásticas con espesores métricos. Análisis micropaleontológicos asignan una edad eocénica media (Wernli, 1986 en Boland y otros, 2000).

Unidad Silante (EO_{Si}) (Eoceno-Oligoceno): DGGM (1978). Se encuentra expuesta en la vía Salinas-Lita (UTM: 814578E; 10073432N) y en el margen derecho del Río Mira en el sector de Tercer Paso (UTM: 817114E; 10072787N) donde se exhibe en contacto tectónico con respecto a los basaltos de la Unidad Pallatanga. Consiste en una secuencia de areniscas, lutitas púrpuras, limolitas verdes, microconglomerados y brechas volcánicas con líticos ígneos. Este trabajo ha considerado una edad eocénica a oligocénica planteada por Egüez (1986) y Boland y otros. (2000) para la Unidad.

Unidad San Juan de Lachas (OM_{Sjl}) (Oligoceno-Mioceno Temprano): Van Thournout (1991). Extensos afloramientos se presentan en la vía Salinas-Lita en el tramo La Carolina – Peña Negra (UTM: 806374E; 10082684N) y San Juan de Lachas – Espejo 1 (UTM: 807143E; 10084975N). Consiste principalmente de lavas de composición andesítica, autobrechas, volcanosedimentos y diques ricos en hornblenda. Análisis geoquímicos de estas rocas realizados en el presente trabajo, indican afinidades calco-alcalinas de arco continental resultantes de magmatismo en zonas de subducción. Vallejo (2007) señala una edad oligocénica (32.9±1.2Ma) mediante métodos radiométricos $^{40}Ar/^{39}Ar$, para una andesita anfibólica.

Volcánicos Chutín ($M?_C$) (Mioceno?): Definidos en el presente trabajo, afloran en el caserío denominado Catarama hasta la Q. De La Bolsa (UTM: 822774E; 10075811N) y en la Q. de los Muertos hacía el Río de la Plata (UTM: 832534E; 10088745N). Constituyen brechas soportadas por una matriz volcanoclástica fina con líticos angulosos a subangulares de lavas de composición andesítica. Se interpreta como la sección basal del volcanismo neógeno al Este de la zona de estudio.

Volcánicos El Morán (MPL_{Em}) (Mioceno-Plioceno): Definidos en el presente trabajo y expuestos cerca de la comunidad El Morán en las partes altas del Río Cuevas (UTM: 826158E; 10083884N), afloran también en las nacientes del Río Chutín (UTM: 825939E; 10075792N) y en la parte alta de los páramos de la Reserva Ecológica El Ángel. Consiste de andesitas y andesitas basálticas con textura afanítica a porfirítica. Sus productos volcanoclásticos incluyen una mezcla de depósitos de caída o tefras y depósitos de flujos piroclásticos matriz soportados. Estos depósitos se encuentran distribuidos en toda la parte alta de la Reserva Ecológica El Ángel y cerca del Cerro La Planada (UTM: 833139E; 10081955N). Se estima una edad miocénica a pliocénica para estos depósitos INEMIN-AGDC (1986).

Volcánicos Otavalo (MPL_O) (Mioceno-Plioceno): Definidos en el presente trabajo, toman el nombre de un centro de emisión que resalta morfológicamente en la hoja Tufiño al norte, el cual probablemente es el responsable de los depósitos volcánicos presentes en la zona. Los volcánicos Otavalo incluyen lavas porfiríticas de color gris de composiciones dacíticas a riolíticas. Sus productos volcanosedimentarios se localizan en las partes altas del filo de los Guerreros y de Pernagán. Forman una secuencia desordenada de depósitos volcanoclásticos de caída, de composición ácida y con líticos de pómez dacítica a riolítica, en parte retrabajados. Se considera una edad miocénica para los depósitos volcánicos, sin embargo, es probable que se extiendan hasta el Plioceno (INEMIN-DGGM, 1986).

Volcánicos Tambor (MPL_T) (Mioceno-Plioceno): INIGEMM (2012). Consisten de volcánicos de composición ácida probablemente equivalentes a los volcánicos Pugarán. Incluyen lavas dacíticas a riodacíticas, flujos piroclásticos, brechas con matriz tobácea y depósitos de caída de ceniza.

Volcánicos Golondrinas (PL_G) (Plioceno): Definidos en el presente trabajo, toman su nombre debido a la cercanía a un centro de emisión denominado Cerro Golondrinas. Los depósitos volcánicos se encuentran presentes en las partes altas del río Caliche y de la Q. El Carmen (UTM: 810066E; 10092319N; 809821E; 10092196N). Consiste de una secuencia de depósitos de caída y tobas retrabajadas de composición intermedia, además de lavas andesíticas de textura afanítica y porfirítica. Ocasionalmente presentan intercalaciones de pequeños flujos piroclásticos hacia la parte superior.

Volcánicos Chiltazón ($PLPl_{Cz}$) (Plioceno-Pleistoceno): Toman su nombre del estratovolcán ubicado en la esquina sureste del área (UTM: 831455E; 10075371N). Consiste de andesitas grises y dacitas rosáceas sub-porfiríticas. Adicionalmente, se incluyen los depósitos piroclásticos que se encuentran presentes en las partes bajas del estratovolcán. Son flujos piroclásticos clasto-soportados, con matriz tobácea y formados por clastos subangulares a subredondeados de tamaño variable entre 5cm a 4m. En el presente trabajo se les asigna una edad pliocénica, no obstante, INEMIN-DGGM (1986) establecen que puede ser más joven asignando una edad pleistocénica.

Volcánicos Cerro Negro (Pl_{Cn}) (Pleistoceno): Toman el nombre de un estratovolcán ubicado a 3 km al Oeste del volcán Chiles (INEMIN- DGGM, 1986). Los volcánicos se encuentran únicamente en la esquina Noreste del área, en el valle del río Chilma (UTM: 833734E; 10092000N). Constituidos por secuencias de lavas andesíticas piroxénicas, lavas dacíticas a riodacitas. En la zona de estudio es probable que se encuentren potentes depósitos laharíticos asociados a la actividad del centro de emisión, los cuales descendieron por el valle del río Chilma (INEMIN-DGGM, 1986).

DEPÓSITOS SUPERFICIALES

Depósito fluvioglaciar (Q_{Fg}) (Cuaternario): Los depósitos de morrenas afloran sobre los 3350 msnm y están formados por líticos angulares a subangulares de tamaños centimétricos y composición andesítica a dacítica. Se localizan en los sectores de San Rafael, Q. Chuzalongo (UTM: 831654E; 10078671N) y constituyendo morrenas laterales y frontales cerca de San Patricio en la Q. de González (UTM: 830432E; 10084134N). Además, morrenas frontales han sido observadas cerca de la Q. Las Tolas (UTM: 832865E; 10076783N).

Depósito coluvial (Q_C) (Cuaternario): Los principales depósitos coluviales se encuentran en la cuenca hidrográfica del Río Chutín así como en las partes altas de los depósitos volcánicos al Noreste del área. En general, los depósitos coluviales presentes en la zona son de tipo caída o desprendimiento como el que está ubicado en la vía Salinas – Lita (UTM: 810902E; 10079011N) y deslizamientos rotacionales descritos en las localidades ya mencionadas.

Depósito aluvial (Q_A) (Cuaternario): Estos depósitos se ubican en ambas márgenes de los afluentes principales de los ríos Mira, De la Plata, Blanco, y en los sectores de El Corazón de Guadual y El Corazón del Mundo Nuevo. Constituyen amplias zonas aterrazadas compuestas por arenas sueltas, bloques y gravas. Otros depósitos aluviales se presentan en la cuenca del río Morán los cuales constituyen antiguos bordes de la llanura de inundación de los afluentes.

ROCAS INTRUSIVAS

Hornblendita (U^{HB}): Se encuentran expuestas cerca de La Carolina (UTM: 806569E-10081579N) y en el caserío El Cabuyal (UTM: 808272E; 10083638N). Las rocas presentan textura fanerítica con cristales de anfíboles orientados y entrecrecidos a manera de estructura fluidal. En porcentajes menores aparecen cristales de plagioclasa, piroxeno y minerales de alteración. Análisis geoquímicos de dichas rocas presentados en este estudio, corresponden a series toleíticas relacionadas a arcos primitivos o de islas.

Dioritas (D^D): Se encuentran expuestos en la parte central y en la esquina noroccidental del área. Constituyen cuerpos de varias dimensiones emplazados en rocas cretácicas, eocénicas y oligocénicas. Las rocas presentan texturas holocristalinas-faneríticas con plagioclasa y piroxeno. Además, los cuerpos intrusivos que afloran en la esquina noroccidental exhiben cristales de hornblenda, óxidos Fe y epidota en menor contenido.

Cuarzodiorita (D^{Qd}): Se localiza al occidente cerca del poblado Plan de Ánimas (UTM: 806185E; 10079596N). Las rocas están formadas por plagioclasa, piroxeno, anfíbol, biotita y cuarzo en menor cantidad. Hacia los bordes de la intrusión, las plagioclasas se transforman a caolín debido a la meteorización física-química.

Granodiorita (G^{Gd}): Las intrusiones afloran en la vía Gualchán-Las Juntas (UTM: 814654E-10088443N; 816642E-10089094N). Además, cuerpos intrusivos menores afloran cerca de la Q. San Miguel de Guayabal y en la antigua vía férrea Salinas-Lita. Consisten en rocas color gris-blanquecinas, con textura holocristalina-fanerítica de grano medio, formadas por plagioclasa, anfíbol, cuarzo y biotita. Feldespato K también se observa en menor cantidad.

ROCAS SUBVOLCÁNICAS

Pórfido granítico (P^G): Afloran en la vía lastrada Tufiño - El Laurel (UTM: 832245E-10089302N; 831308E-10091165N) y en el sendero que va desde el caserío El Morán – La Cortadera (UTM: 827547E-10085307N; 826580E-10085833N; 826754E-10089656N). Consisten en granitos de color gris-blanco con un gran desarrollo de cristales hexagonales de biotita oxidada (~ 1cm) y cristales euhedrales de cuarzo. Los cuerpos intrusivos presentan microtextura granular seriada-porfirítica con cristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato y biotita.

Cuellos volcánicos (P^A, P^{Dc}): Constituyen estructuras hipoabisales cilíndricas masivas que afloran en la zona de estudio y resaltan morfológicamente en el relieve resistiendo a la erosión. Afloran en los sectores Cerro Chiltazón (UTM: 831243E; 10075823N) y Cerro Mirador (UTM: 829687E; 10081901N). Además, mediante el uso de fotografías aéreas e imágenes satelitales ha sido posible definir este tipo de estructuras morfológicas en el Cerro Pan de Azúcar (UTM: 830984E; 10087867N) y en las partes altas del filo de Pernagán. La litología es variada, desde andesitas piroxénicas o anfibólicas hasta probablemente dacitas a riodacitas.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La mayoría de estructuras tectónicas responden a eventos compresivos regionales que han generado zonas de cizalla y fallas transcurrentes de orientación de rumbo N40°E, formando, además, fajas tectónicas y limitando bruscamente cambios litológicos. Las fallas afectan tanto a unidades geológicas de edad cretácica como paleógena y son las principales responsables de la presencia de los cuerpos intrusivos, ya que han generado zonas de debilidad por donde han facilitado la migración y el ascenso de las intrusiones.

Uno de los sistemas de fallas principales se denomina San Juan de Lachas-Gualchán-La Primavera, el cual separa las unidades geológicas Pilatón, Collapí y San Juan de Lachas respectivamente. El sistema presenta una dirección de rumbo entre N25°E – N30°E e incluye dos fallas principales ubicadas al Oeste de la zona de estudio. La estructura tiene una cinemática transcurrente dextral con componente inverso. La falla El Cabuyal-La Primavera pertenece a este sistema y su plano de falla aflora cerca de El Cabuyal (UTM: 807391E; 10084093N). Las estrías subhorizontales indicarían un desplazamiento transcurrente dextral.

Otra estructura principal es la falla Plan de Ánimas-Tablas-Las Juntas, la cual presenta una dirección de rumbo general N45°E con una longitud aproximada de 20km. Esta falla pone en contacto tectónico a un lente de la Unidad El Laurel y sedimentos cretácicos. Otro lente tectónico de menores dimensiones aflora cerca del poblado Tablas (UTM: 809430E; 10081482N), el cual muestra cizallamiento de cinemática dextral.

Un rasgo morfológico marcado con dirección Noreste es la falla San Gerónimo-La Chorrera de Tablas-Loma El Guayabal y afecta únicamente a la Unidad Pilatón. El plano de falla aflora a lo largo del camino de segundo orden entre San Gerónimo y El Corazón de Guadual (UTM: 809468E; 10079411N). Marcadores cinemáticos indicarían un sentido de movimiento dextral con componente inverso menor.

Por otra parte, la falla Naranjito-San Miguel de Guayabal-Río Chorro Blanco, tiene una dirección de rumbo Noreste y una longitud aproximada de 22 km. Esta falla controla también la ocurrencia de una faja tectónica de la Unidad El Laurel que aflora cerca de San Miguel de Guayabal (UTM: 816484E; 10081032N).

Fuerte deformación en los sedimentos de la Unidad Natividad establece la presencia de una estructura tectónica cerca del poblado Campo Libre (UTM: 816400E; 10077540N), la cual presenta una dirección de rumbo aproximada N60°E. La falla limita tectónicamente a la Unidad Natividad y la Unidad Pilatón, cerca de la antigua vía férrea Salinas-Lita (UTM: 812839E; 10075296N). La prolongación Noreste de esta estructura probablemente se une con el ramal tectónico Naranjal-Q. Manzano-Q. La Palma, descrita a continuación.

El sistema de fallas Naranjal-Q. Manzano-Q. La Palma constituye el ramal tectónico más importante y complejo de la zona de estudio. Una parte del sistema se observa cerca de Tercer Paso (UTM:814430E; 10073448N) y constituye el límite estructural entre las Unidades Silante y Pallatanga. Además, controla la ocurrencia de la Unidad Pallatanga hacia el Este. Esta estructura se prolonga en dirección Noreste y forma tres estructuras tectónicas individuales. La primera estructura tectónica presenta una dirección de rumbo N10°E, la cual separa las unidades geológicas Pilatón y El Laurel. Las estructuras tectónicas restantes deforman a los sedimentos de la Unidad El Laurel cerca de la Q. La Palma (UTM: 831308E; 10091165N).

Una estructura tectónica regional constituye la falla Las Piñuelas-El Placer-Los Guerreros, la cual se encuentra al Este de la Hoja geológica La Carolina. Afecta a la Unidad Río Cala que aflora en el río de La Plata. Las andesitas de Río Cala se presentan fracturadas formando estructuras sigmoidales por acción de la falla regional.

Una importante zona de cizalla aflora en la vía principal Salinas-Lita (UTM: 810902E; 10079011N) con dimensiones aproximadas de 2 km de longitud y 50 m de ancho presentando una dirección NE. Constituye una zona de cizalla local, la cual en el mapa geológico presentado en este trabajo se ha exagerado el área para su representación. Boland y otros (2000) describen este sitio como una zona de deformación dúctil con una fábrica S-C, la cual es localmente desarrollada en la carretera Salinas-Lita (UTM: 811100E; 10098000N, PSAD-56) indicando un sentido de movimiento dextral.

HISTORIA GEOLÓGICA

El basamento de la Cordillera Occidental constituye un terreno alóctono cretácico de naturaleza oceánica desarrollado en el océano Pacífico, que incluye MORB sobre el cual se habría desarrollado un plateau y cuyas rocas se han agrupado de manera general en la Unidad Pallatanga (McCourt y otros, 1997) y un arco oceánico Río Cala cuyos conjuntos litológicos volcánicos y volcanosedimentarios se han agrupado en las unidades Pilatón, Mulaute y Natividad (Boland y otros, 2000; Vallejo, 2007). Adicionalmente, Boland y otros (2000) y Kerr y otros (2002) consideran la existencia de otro arco volcánico oceánico denominado Naranjal que habría funcionado en la misma época con mecanismos geodinámicos complejos. Este conjunto oceánico se habría acrecionado al continente al final del Campaniense, lo cual ha sido corroborado por los estudios termocronológicos realizados por Spikings y otros (2005).

La discriminación entre los conjuntos basálticos del arco Río Cala y Pallatanga permanece incierta ya que ésta solo será posible con detallados estudios geoquímicos y de campo que permitan la distinción de pequeños fragmentos oceánicos acrecionados en un complejo esquema tectónico.

Sobre el basamento acrecionado se desarrolla en el Paleógeno un nuevo arco insular denominado Macuchi (Egüez, 1986; Van Thournout, 1991). Las secuencias volcanosedimentarias y sedimentarias de Collapí y El Laurel formarían parte de este arco que sin embargo no fue reconocido como tal por Boland y otros (2000). Las raíces magmáticas del arco volcánico constituyen los cuerpos intrusivos máficos reportados por Van Thournout y otros (2002) y que presentan firmas toleíticas (Chulde, 2014).

La Formación Silante está presente en la zona y su naturaleza y ambiente geodinámico permanecen controversiales ya que Vallejo (2007) relacionan a los sedimentos rojos con un arco calco-alcalino del Paleoceno, mientras que otros autores consideran que la Formación es del Eoceno – Oligoceno (Boland y otros, 2000) o aún más joven.

Durante el Oligoceno, un arco continental con afinidad calco-alcalina se desarrolla en la margen continental y en la zona está representado por el volcanismo San Juan de Lachas cuya fase intrusiva estaría representada por los intrusivos cuarzodioríticos y granodioríticos de la zona y que son responsables de las mineralizaciones metálicas de interés en la zona. Este volcanismo continental continúa en el Mioceno tardío y está representado por los volcánicos Chutín, Morán y Otavalo continuando hasta el Plioceno con el desarrollo de los depósitos volcánicos El Tambor y Golondrinas.

Los edificios volcánicos pleistocénicos forman parte del arco continental actual de los Andes del Norte y están representados por los volcanes Chiltazón y Cerro Negro plenamente desarrollados.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Cerca del poblado Luz de América, en la Q. Guallupe (UTM: 806894E; 10080032N) habitantes del sector se dedican al lavado de sedimentos fluviales de forma artesanal e informal para la obtención de oro diseminado. Esta actividad marcaría un claro indicio de la presencia de metales preciosos en la zona.

Indicios de menas de cobre han sido observados dentro del cuerpo intrusivo cuarzodiorítico ubicado al Oeste de la zona de estudio en la Q. Catarama cerca del poblado Plan de Ánimas. La intrusión contiene mineralización metálica de calcopirita, bornita y pirita presentes como sulfuros diseminados. Además, en la parte alta de la Q San Miguel de Guayabal, el intrusivo diorítico presenta diseminación de menas de pirita, calcopirita y covelina en menor cantidad.

Los minerales no metálicos que ocurren en la zona de estudio incluyen cuerpos de calizas potencialmente explotables que ocurren al Oeste de la Hoja geológica cerca del poblado Espejo (UTM: 808872E; 10085123N) y en la parte alta del poblado de Gualchán (UTM: 811123E; 10088154N). Constituyen cuerpos calcáreos arrecifales incluidos dentro de la Unidad El Laurel. No han sido estudiados detenidamente para establecer sus dimensiones, sin embargo, labores de explotación en Gualchán han sido desarrolladas anteriormente por empresas mineras. Boland y otros (2000) reportan trabajos de explotación en las mismas calizas para fines ornamentales.

Potentes flujos piroclásticos en el margen izquierdo del río Mira cerca del poblado Naranjito pertenecientes a los volcánicos Tambor (UTM: 811282E; 10075394N), podrían ser utilizados como material aglomerante puzolánico. Por otra parte, es posible también considerar a los depósitos piroclásticos del Cerro Chiltazón, sin embargo, en la zona predomina la actividad agrícola y ganadera.

En INEMIN-DGGM (1986) se reporta la presencia de fuentes termales ubicadas en las nacientes del Río Chutín (UTM: 823500E; 10075000N, PSAD-56). Las fuentes termales alcanzan temperaturas de 50°C depositando travertino, así como minerales de hierro.

MATERIALES DE CONSTRUCCIÓN

Material pétreo para la construcción puede ser aprovechado en los grandes depósitos aluviales que existe a lo largo del río Mira y de los otros ríos importantes de la zona. Estos depósitos aluviales constituyen terrazas de gran altitud ubicados principalmente en el margen izquierdo del Río Mira como se observa cerca del poblado El Limonal (UTM: 807082E; 10082106N) en terrazas de 18 m de altura.

REFERENCIAS

ALLIBON J., MONJOIE P., LAPIERRE H., JAILLARD E., BUSSY F. & BOSCH D. (2005) High Mg-basalts in the Western Cordillera of Ecuador: evidence of plateau root melting during Late Cretaceous arc magmatism. In: Proceedings of the Sixth International Symposium on Andean Geodynamics, Program and Abstracts, Barcelona, Spain, pp. 3335.

BOLAND M. P., PILATASIG L. F., IBADANGO C. E., MCCOURT W. J., ASPDEN J. A., HUGHES R. A. & BEATE B. (2000) Geology of the Western Cordillera between 0°-1°N, Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información Cartográfica y Geológica, Informe No. 10. CODIGEM-BGS, 72 p. Quito-Ecuador.

CHULDE E. (2014) Estudio geológico del paleógeno en la Cordillera Occidental Septentrional del Ecuador. Provincias de Carchi e Imbabura. Tesis de Grado – Escuela Politécnica Nacional, No publicada, 100p. Quito - Ecuador.

DGGM (1978) Mapa geológico del Ecuador, escala 1: 100 000. Hoja No.66 Machachi. Dirección General de Geología y Minas Quito- Ecuador.

EGÜEZ A. (1986) Evolution Cénozoïque de la Cordillère Occidentale septentrionale d'Equateur (0°15' S - 01°10' S), les mineralisations associetees. Doctoral Thesis, UPMC, Paris, 116 p. Unpublished.

INEMIN-AGCD (1990) Inventario de recursos minerales metálicos en el Noroccidente del Ecuador, Proyecto Desarrollo del Sector Minero en el Ecuador, Instituto Ecuatoriano de Minería-Agencia Gubernamental de Cooperación en Desarrollo de Bélgica, Tomo I: Investigaciones Geológicas y Metalogénicas, 107 p. Quito - Ecuador.

INEMIN-DGGM (1986) Mapa geológico del Ecuador, escala 1: 100000. Hoja No. 81 Maldonado. Instituto Ecuatoriano de Minería- Dirección General de Geología y Minas, Quito-Ecuador.

INIGEMM (2012) Proyecto Mapeo Geológico escala 1:50000 (Zonas prospectivas mineras) Mapa geológico La Merced de Buenos Aires escala 1:50000. Mapa y memoria técnica, 107 p. Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico-No publicado. Quito-Ecuador.

KEHRER W. & VAN DER KAADEN G. (1979) Notes on the geology of Ecuador, with special reference to the Western Cordillera. Geologische Jahrbuch, 35, 5-57.

KERR A., ASPDEN J., TARNEY J. & PILATASIG L. (2002) The nature and provenance of accreted oceanic terranes in western Ecuador: geochemical and tectonic constraints., J. Soc. Geol. London, 159, pp. 577-594.

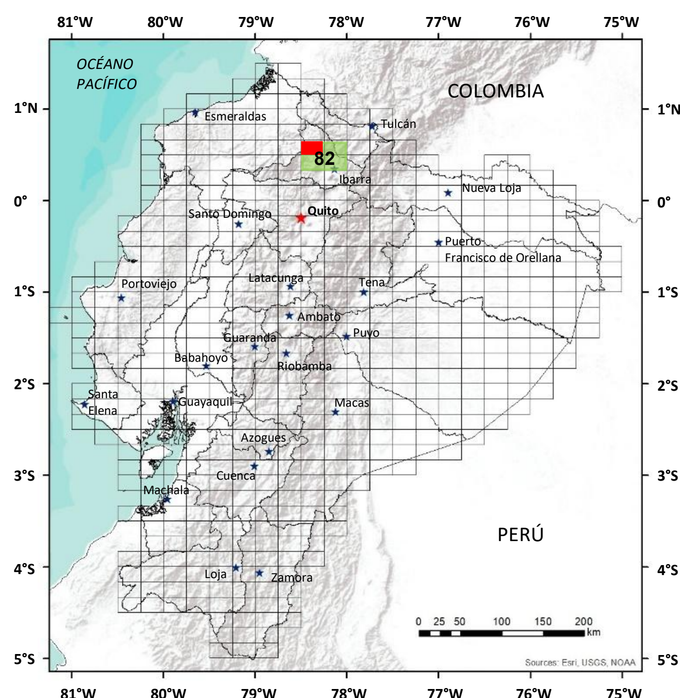
MCCOURT W. J., DUQUE P. & PILATASIG L. F. (1997) Geology of the Western Cordillera between 1°-2ºS, Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información cartográfica y Geológico, Informe No. 3, CODIGEM-BGS, 69 p. Quito - Ecuador.

SPIKINGS R. A., WINKLER W., HUGHES R. A., & HANDLER R. (2005) Thermochronology of Allochthonous Blocks in Ecuador: unraveling the accretionary and post-accretionary history of the Northern Andes. Tectonophysics, 399, 195–220.

VALLEJO C. (2007). Evolution of the western cordillera in the Andes of Ecuador (late Cretaceous-Paleogene). Swiss federal institute of technology Zürich. Doctoral Thesis ETH No. 17023, 145 p. Unpublished.

VAN THOURNOUT F. (1991) Stratigraphy, magmatism and tectonism in the Ecuadorian northwestern cordillera: Metallogenic and Geodynamic implications. Doctoral Thesis, Katholieke Universiteit Leuven, 150 p.

VAN THOURNOUT F., QUEVEDO L., PASTEELS P. & BOVEN A., (1990) Radiometric ages of igneous rocks from Northwestern, Ecuador. Bull. Soc. Belg. Geol., 99-l: 71-77.



HOJA GEOLÓGICA-D1 (82NW)
LA MERCED DE BUENOS AIRES (2014)

INTRODUCCIÓN

El área de estudio corresponde a la Hoja La Merced de Buenos Aires escala 1:50000 de la clasificación cartográfica nacional. Se ubica en el Norte del Ecuador, región Sierra y parcialmente forma parte de la Reserva Cotacachi - Cayapas. La altitud varía desde 1200 a 4000 msnm. Los ríos que conforman la red hidrográfica son Salado, Jordán y San Francisco que forman parte del Río Santiago; además de los ríos Toctemí y Lita, desembocan al Río Mira. Morfológicamente existen estratovolcanes como el Pilavo (4120 m), Yanahurco (4060 m) y Parulo (3090 m), además de un ramal de la cordillera de Toisán.

GEOLOGÍA

La zona está constituida por rocas sedimentarias y volcanosedimentarias Cretácicas que conforman el basamento, estás rocas son atravesadas por intrusiones magmáticas de composición intermedia a ácida. En la zona centro - Este de la hoja, se hallan rocas volcánicas y volcanoclásticas Mio - Pliocénicas y Cuaternarias que se sobreponen a las rocas del basamento. Las unidades geológicas en el área de estudio son las siguientes:

Unidad Naranjal (K_{Na}): (Boland et al.,2000). Consiste en una secuencia volcánica de andesitas y basaltos con afinidades toleíticas. Durante este estudio, no se estableció la presencia de la unidad geológica, pero por correlación con el Mapa de la Cordillera Occidental 0-1°N, se infiere su presencia al NO del mapa La Merced de Buenos Aires.

Unidad Mulaute (K_{MI}): (Hughes y Bermúdez et al.,1997) consiste en una secuencia volcanosedimentaria, aparece como fajas de dirección NE-SO, litológicamente se la separa en dos miembros.

Miembro 1 (K_{MI-1}): Aflora en las partes altas de la cuenca hidrográfica de la Qda. La Floresta y en las partes bajas del río Toctemí. Forma una faja de dirección NE-SO de aproximadamente 2.5 km de ancho. La unidad está conformada por una secuencia de lutitas y limolitas negras intensamente deformadas, con vetillas de cuarzo, además presenta brechas finas con matriz soportada y clastos de composición basáltico-andesítico y brechas gruesas con líticos rojizos u ocres deformados.

La secuencia está en contacto fallado al Oeste con la Unidad San Juan de Lachas y al Este con la Unidad Mulaute Miembro 2. La edad interpretada por Hughes y Bermúdez (1997) es Cretácica tardía. Su génesis se relaciona a un abanico turbidítico submarino proximal a medio, provenientes de una fuente volcánica contemporánea, de afinidad de arco de islas.

Miembro 2 (K_{MI-t}): Constituye una faja de dirección NE-SO de 2 km de ancho. En la zona Noroeste de la hoja es una secuencia de tobas líticas y microbrechas polilíticas. En la zona centro constituida por tobas de cristales y areniscas volcánicas color gris verde, con matriz microcristalina de plagioclasas y anfíboles. Al Este, se encuentra en contacto fallado y subyaciendo a las rocas de la Unidad Pilatón, hacia el Oeste en contacto fallado con la Unidad Mulaute, Miembro 1. Datada Senoniana (Sigal, 1968), sin embargo, ha sido asignada una edad Campaniana (Wilkinson, 1998a). Por las características de sus estratos la secuencia es marino proximal.

Unidad Pilatón (K_{Pl}): (Kehrer y Van der Kaaden et al.,1979) los sedimentos son frecuentemente silicificados y a veces intercalados con cherts (Boland et al., 2000). Litológicamente se la separa en dos miembros.

Miembro 1 (K_{Pl-1}): Afloran en las cotas superiores de las quebradas S/N al Oeste de la Reserva Cotacachi Cayapas, en la quebrada S/N afluente del río Lachas, en los afluentes del río Rumiyacu (parte alta) y al Sureste del sector Cayapachupa. La unidad está compuesta de brechas, conglomerados volcanoclásticos y areniscas verdes. Las brechas y conglomerados son de color verdes, con matriz arcillosa y líticos que van desde 3 mm a 5 cm de diámetro. Están constituidas por líticos andesíticos púrpuras con fenocristales de plagioclasas y anfíboles alterados, así como de lutitas negras y café. Hacia el Oeste, está en contacto fallado con la Unidad Mulaute y es sobreyacida por la Unidad Pilatón Miembro 2. Estas rocas fueron depositadas en la parte proximal a media de un ambiente de abanico submarino. Los sedimentos son el resultado de retrabajamiento de rocas de un centro volcánico efusivo de composición básico a intermedio.

Miembro 2 ($K_{Pl\text{-}b}$): Aflora en las partes altas de la Reserva Cotacachi Cayapas. Constituye el basamento en los páramos de Piñán, se la identifica en los sectores Cristopamba, Contrayerba, Cayapachupa, Rayo Loma, Q. Mojón Cruz, al Norte de la comunidad Piñán, Monte Verde, al Norte de la Merced de Buenos Aires y en el sector Peña Blanca. El Miembro está constituido por rocas sedimentarias pelíticas verdes y cherts. Hornfels ocurren cerca al contacto con rocas intrusivas. Los sedimentos finos son principalmente lutitas verdes masivas, silicificadas y cloritizadas. Además, existen limolitas, areniscas finas color gris claro a verde.

El miembro está en contacto fallado en el sector Noroeste con rocas de la Unidad Mulaute Miembro 2; al Sur las rocas son intruidas por dioritas; al Este, en el sector de los Páramos de Piñán se hallan cubiertas discordantemente por rocas volcánicas. En el Noroeste, es subyacida por la Unidad Pugarán, Miembro Monte Verde. En este miembro se agrupan los sedimentos más finos y silíceos, por lo que el ambiente correspondería a una facie marina distal y profunda. Wilkinson (1998b) en Boland et. al. (2000) realizó estudios de foraminíferos de la vía Salinas - San Lorenzo, donde se determinó la edad Campaniano - Maastrichtiano.

Unidad Colorado (K_{Co}): (Boland et al.,2000). Consiste de una secuencia estratificada de capas delgadas a medias de areniscas y limolitas expuestas al N de Estero Colorado. La Unidad está expuesta al centro-Oeste de la zona, en el río Lachas, constituida por conglomerados y areniscas volcánicas. Los conglomerados son de color gris oscuro, los clastos tienen tamaño menor a 40 cm de volcanosedimentos y lavas. La matriz de los conglomerados está conformada por areniscas de grano grueso con sorteo moderado y cristales angulosos. La unidad está en contacto fallado con las Unidades Mulaute y El Laurel en el Este. Hacia el Oeste contacto fallado con la Unidad Naranjal. La fauna indica una edad Campaniana - Maastrichtiana (Hollis, 1999). La presencia de clastos vesiculares de lavas andesíticas basálticas indica la derivación de una fuente volcánica efusiva.

Unidad Silante ($EoOl?_{Si}$): El término Silante fue usado por Baldock (1982) para una secuencia continental que incluye limolitas rojas, tobas ricas en cristales y conglomerados volcánicos de composición andesítica a dacítica. Aflora al Sureste de la zona de estudio, en el sector de Guanibuela. Consisten de areniscas volcanosedimentarias de color púrpura, rojizo y verdoso. En afloramientos se presentan masivas y no se identifica una clara estratificación, localmente aparece brechada y con un aspecto caótico. Tiene vetillas centimétricas de yeso de color blanco y rosado. Las areniscas están constituidas por abundante plagioclasa, piroxeno, anfíbol, lo que sugiere una fuente volcánica intermedia a básica. En el Noroeste es sobrepuesto a través de un contacto fallado por el Miembro Quillopamba; en el Sur los flujos del Miembro Pichaví chocan contra esta Unidad, además es sobrepuesta por flujos piroclásticos del Miembro Tumbatu.

Unidad El Laurel (EoEL-q): Van Thournout (1991) define como una secuencia de calizas y areniscas de grano fino. Boland et al. (2000) incluye a esta unidad lutitas negras ocasionalmente con intercalaciones de limolitas y areniscas de grano fino, calizas hacia el tope de la secuencia. La Unidad está expuesta al centro-Oeste de la hoja, en la quebrada S/N afluente del río Lachas; constituida por intercalaciones de areniscas calcáreas, lutitas y calizas de color gris. Las rocas carbonatadas tienen una laminación muy fina; está en contacto fallado con las rocas volcanosedimentarias de la Unidad Mulaute en el Este y con las areniscas de la Unidad Colorado en el Oeste. Van Thournout (1991) asigna una edad Eocénica. La ausencia de material más grueso en la Unidad puede reflejar una posición más distal en el abanico (Boland et al., 2000).

Unidad San Juan de Lachas (OM_{Sjl}): Van Thournout (1991) define como una serie de lavas andesíticas con hornblenda. Boland et al. (2000) describe una secuencia sub horizontal de brechas, lavas y sedimentos intercalados. En la zona de estudio litológicamente se la separa en dos miembros:

Miembro 1 (OMSjl-b1): Aflora al Noroeste de la zona en la Q. San Francisco, en el río San Jerónimo y a lo largo de la vía San Francisco - La Merced de Buenos Aires. Corresponde a una secuencia de brechas volcánicas con lavas intercaladas. Consiste principalmente de brechas volcánicas andesíticas matriz-soportadas de color gris oscuro. Los líticos tienen un tamaño menor a 50 cm de diámetro. En el sector NO está constituido por brechas volcanoclásticas de color gris, verde y rojo. Las rocas tienen matriz tobácea andesítica. Se encuentran en contacto fallado con la Unidad Mulaute en el Este y sobreponen a la unidad Naranjal en el Oeste. Hacia el Sur sobrepone a la Unidad Colorado. En el sector NE está cortada por varios cuellos volcánicos y diques y es sobrepuesta por los Miembros Primavera, Quillopamba y El Chispo.

Miembro 2 (Primavera) ($OM_{Sjl\text{-}b2}$): Aflora en el sector centro de la hoja geológica. Los afloramientos tipo están en los sectores Primavera, San Luis, en la vía La Merced de Buenos Aires-Chinchiví y en la vía San Francisco – La Merced de Buenos Aires. Corresponde a una brecha volcánica polilítica, matriz-soportada de color gris claro y rojizo, en las zonas de alteración es verdosa, purpura y ocre. Las rocas están constituidas por líticos ígneos afaníticos de tamaño menor a 40 cm de diámetro. Los líticos están constituidos por fenocristales de plagioclasa, anfíbol, piroxeno y cuarzo. Son rocas andesíticas y dacíticas. La matriz de la brecha es microcristalina tobácea. En los sectores La Primavera, La Cascada y La Merced de Buenos Aires está deformada y alterada debido a la intrusión del batolito La Merced. Tiene alteración propilítica y localmente presenta una pátina de color verde de malaquita.

Está en contacto fallado con la unidad Pilatón al NO de La Merced de Buenos Aires y sobrepone a la Unidad San Juan de Lachas, Miembro 2. El miembro Primavera está sobrepuesta por los Miembros Tambor, Quillopamba, Litapungo y Huasi Chimba. Al ser intruida por el Batolito La Merced, se estima una edad anterior a 15.6 ± 1.1 Ma. Van Thournout (1991) data como Oligocénica basado en edades radiométricas K-Ar de 32.6 Ma para un dique que intruye una secuencia de lavas y aglomerados de la misma composición.

Unidad Pugarán: (Beate et al.,1998) y Boland et al. (2000), consiste de flujos de lava andesíticos y stocks de dacitas hornbléndicas, con brechas y tobas asociadas. Corresponde a gran parte de la cobertura volcánica en los sectores centro - Este de la hoja. Según estudios anteriores, estas rocas son de afinidad calcoalcalina y tienen una edad de 5 ± 2.9 Ma y contribuyeron al relleno inicial del Valle Interandino (Boland et al., 2000). En este trabajo se la separa en miembros, los cuales son descritos a continuación.

Miembro Monte Verde ($MiPl_{Mv}$): Aflora en el sector La Primavera, El Corazón, Monte Verde y Río Toctemí. Compuesta de lavas afaníticas color gris verdoso, con esporádicos cristales de plagioclasas de 1-2 mm de largo. Presentan una fuerte meteorización y alteración propilítica. Son andesitas ácidas. Está atravesada por diques básicos afaníticos de color negro. En el sector Monte Verde está brechada y alterada. A lo largo de su límite occidental está sobreyaciendo a la Unidad Pilatón. En el Este, sobreyace a las brechas Primavera. El contacto noroccidental es tectónico.

Miembro Tambor ($MiPl_{T}$): Aflora en los sectores de la Loma del Tambor, San Antonio y del río Taurochupa. Corresponde a un paquete de brechas volcánicas matriz-soportadas de color gris claro. Localmente tiene pequeños flujos piroclásticos intercalados. Las brechas están constituidas por líticos de tamaño menor a 1 m. Los líticos tienen una textura porfirítica con fenocristales de tamaño menor a 5 mm de plagioclasa, anfíbol, cuarzo, biotita; la matriz de la roca es microcristalina, corresponden a dacitas y riodacitas. Se encuentran cubiertas por avalanchas con bloques métricos de rocas volcánicas intermedias a ácidas, con una matriz tobácea y tobas retrabajadas. Está sobrepuesta a través de un contacto fallado por el Miembro Quillopamba, además es sobrepuesta por los Miembros Litapungo y Mallabucho. Sobrepone a las brechas del Miembro Primavera.

Miembro Quillopamba ($MiPl_{Q}$): Aflora a lo largo de la vía La Merced de Buenos Aires - Cahuasquí, desde el sector de Surutambo hasta la Loma de Quillopamba, en el Sur aparece en El Hondón, Loma Casimburlo y Loma Sigse. Corresponde a intercalaciones de brechas volcánicas, flujos de lava y pequeñas ocurrencias de tobas y flujos piroclásticos. Las brechas son de color gris oscuro, localmente con coloración gris verdosa y rojiza; son polilíticas matriz soportado. Las lavas contienen rocas de color gris oscura, textura ligeramente porfirítica constituida por fenocristales de plagioclasa, piroxeno, anfíbol; son andesitas. En el sector de San Antonio y Loma Habaspamba existe alteración propilítica, abundante mineralización de pirita fina en vetillas y diseminada y en menor cantidad calcopirita. En el sector El Hondón hay exposiciones de tobas púrpuras y grises, en ocasiones con intercalaciones de areniscas volcánicas.

En su parte N sobrepone al Miembro Tambor, mientras que en el S está en contacto fallado con la Unidad Silante. En el Este, sobreponen al Miembro 1 de la Unidad San Juan de Lachas; es sobrepuesta discordantemente por el Miembro Cascajal. Está cortada por varios cuellos intrusivos de andesitas y dacitas porfiríticas y diques afaníticos y cuerpos riolíticos.

Miembro Cascajal ($MiPl_{Cs}$): Aflora en la cumbre de la Loma Quillopamba, Cerro Cucurucho y Cerro Cascajal. Corresponden a flujos de lava andesíticos, con algunos niveles lajados. Las rocas tienen una textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa, piroxeno y anfíbol. En el sector de Loma Quillopamba tienen alteración propilítica; tiene ligera mineralización de pirita fina diseminada. En la parte alta de El Hondón, Cerro Cucurucho y Cerro Cascajal las rocas presentan ligero grado de meteorización. Sobrepone al Miembro Quillopamba, en su límite oriental es sobrepuesto por flujos de lava de los volcánicos Ñagñaro.

Miembro Litapungo ($MiPl_{Lt}$): Aflora en los sectores de Litapungo, La Cocha, San Vicente y en las partes altas de La Cascada. En los sectores la Cocha y San Vicente el miembro corresponde a un flujo de lava que desciende en dirección NO hasta el río Rumichaca, estando su centro de emisión en la Loma Litapungo. Los flujos de lava andesíticos, son rocas de color gris oscuro y gris azulado. Tienen fenocristales de plagioclasa, anfíbol y piroxenos. Sobrepone al Miembro Primavera en su margen Norte y Oeste, mientras que, al Sureste sobreponen a la Unidad Tambor. Es sobrepuesta únicamente en el Sur por el Miembro HuasiChimba.

Miembro El Chispo ($MiPl_{ECh}$): Aflora en los sectores El Chispo, Peña Blanca y Montañas de Maibucho. El Cerro El Chispo corresponde a un cuello volcánico que está conformado por andesitas porfiríticas de color gris oscuro. En los sectores de El Chispo, Peña Blanca y Montañas de Maibucho corresponde a una secuencia de brechas volcánicas y tobas. Las brechas presentan líticos de andesita porfirítica gris clara, líticos ocres y ocasionalmente lutitas; son brechas matriz-soportada, con líticos subangulares a angulares mal gradados. Sobreyace a las brechas del Miembro Primavera y a los sedimentos finos de la Unidad Pilatón. Espesor aproximado 130 m.

Miembro Huasi Chimba ($MiPl_{Hc}$): Aflora en los sectores Mallabucho, Huasi Chimba y Loma de Camullo, representa la cubierta volcánica en los Páramos de Piñán en la margen derecha del Río Piñán. Corresponden a flujos de lava andesíticos, con brechas volcánicas hacia la cumbre. Las lavas son de coloración gris y azulada, tienen textura porfirítica y no presentan alteración. Tienen fenocristales de plagioclasa, piroxeno y anfíbol. Las brechas son matriz soportada con líticos de tamaño menor a 50 cm de andesitas porfiríticas. En el sector Las Conchas existe un domo andesítico de aproximadamente 2 km^2, de similar petrografía a las lavas de este Miembro, pero ligeramente más porfirítico.

Sobrepone a la Unidad Pilatón en los Páramos de Piñán, y al Miembro Primavera y Litapungo en el centro de la zona de estudio; mientras que los productos volcánicos del Parulo, Pilavo y Ñagñaro chocan contra este Miembro.

Volcánicos Huanguillaro: Complejo volcánico donde se distinguen los volcánicos Pichaví y Tumbatu.

Volcánicos Pichavi (Q_{PCh}): Aflora en la parte Sureste de la hoja, en los sectores Pichaví, Salado, Cerro Santa Polonia y Loma Santa Bárbara. Corresponden a flujos de lava, con textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, piroxeno y ocasionalmente cuarzo. La matriz es microcristalina y son andesitas. Son varios flujos de lava que descienden en dirección NE y chocan en el Norte con la Unidad Silante y el Miembro Quillopamba. Cubiertos parcialmente por flujos piroclásticos de los volcánicos Tumbatu.

Volcánicos Tumbatú (Q_{Tu}): Aflora en el sector Sureste de la hoja en las localidades de San Antonio, Guanibuela y en la parte baja del Río Palacara. Corresponden a potentes paquetes de materiales piroclásticos intercalados, tanto flujos como materiales de caída. En los flujos piroclásticos los componentes líticos corresponden a materiales andesíticos y dacíticos de tamaño < 20 cm; la matriz es tobácea constituida por materiales de la misma composición que los líticos. Existen intercalaciones métricas de depósitos de caída constituidos por componentes de tamaño de tefra. Los depósitos presentan una coloración gris y blanca, localmente presenta zonas de color rojizo debido a la oxidación. Corresponden a flujos piroclásticos cuy a fuente serían los volcánicos Huanguillaro. Cubren parcialmente a las rocas de los Volcánicos Pichaví y forman potentes terrazas a lo largo del Río Palacara y Chiquito. En el sector de Guanibuela sobrepone a la Unidad Silante.

Volcánicos Yanaurco (Q_{Ya}): Corresponden a flujos de lava del Volcán Yanaurco ubicado al Sur de la zona de estudio, representados por tres flujos de lava que chocan en el Norte contra el Miembro Quillopamba y en el Este con los Volcánicos Huanguillaro; sobrepuesto por lavas de los Volcánicos Ñagñaro.

Volcánicos Ñagñaro ($Q_{Ña}$): Se ubican en el Sur de la zona de estudio. Aflora al Este del volcán Pilavo y al Sur del volcán Yanaurco. En forma de flujos altamente meteorizados y presentan una coloración parda y blanquecina, las rocas están diaclasadas y algunos flujos están lajados. En algunos sectores la textura de la roca está borrada casi en su totalidad, con la matriz de la roca y gran parte de los feldespatos transformados a arcillas. Las rocas tienen texturas afanítica y porfirítica; se diferencian fenocristales de plagioclasa, piroxeno, anfíbol y ocasionalmente cuarzo, las rocas corresponden a andesitas y localmente existen dacitas. Son más de una docena de flujos de lava cuy a fuente estaría ubicada en la Loma Ñagñaro. Por correlaciones estratigráficas se estima que tiene una edad posterior a los Volcánicos Pichaví y al Volcán Yanaurco y más joven que el Volcán Pilavo.

Volcánicos Pilavo (Q_{Pil}): Está ubicado al Sur de la Hoja, cubre un área de aproximadamente 36 km^2 y representa la parte más alta del sector con una altura de 4180m. Su estructura representa una altura aproximada de 840 m. Los productos del volcán Pilavo corresponden a flujos de lava constituidos por rocas de color gris y gris oscuro con textura porfirítica y fenocristales de piroxeno, plagioclasa y anfíbol. Corresponden a andesitas basálticas y andesitas anfibólicas.

Sobrepone a la Unidad Pilatón, mientras que al Norte sus productos chocan contra el Miembro Huasi Chimba y al Este con los flujos del Volcán Ñagñaro. Contiene alrededor de 30 flujos de lava con un espesor de más de 40 m en muchos casos (Chiaradia et al., 2011). Algunos flujos sobreponen a las morrenas y presentan una cubierta de suelo con una tefra pumítica Holocena intercalada (la tefra más joven corresponde a productos del volcán Huanguillaro de < 8 ka: Aguilera, 1998). El volcán Pilavo es más viejo que 8 ka y probablemente más joven que 20-40 ka (Chiaradia et al., 2011).

Volcánicos Parulo (Q_{Pr}): Ubicados al SO de la Hoja, al Oeste del Volcán Pilavo junto a la laguna Tobar Donoso de Piñán. Son rocas andesíticas porfiríticas frescas, poco vesicular, generalmente grises a verdosas, constituidas por fenocristales de plagioclasa, piroxeno y anfíbol. Es un domo-colada de aproximadamente 4 km^2, tiene un flujo en el Oeste que choca contra la Unidad Pilatón y Huasi Chimba, cierra el drenaje y forma la laguna Tobar Donoso de Piñán. Hacia el NO sobrepone a las rocas de la Unidad Pilatón. Estratigráficamente son depósitos volcánicos recientes, posiblemente holocénicos.

Depósitos morrénicos (Q_{fg}), aluviales (Q_a) y coluviales (Q_c): Los depósitos de morrena afloran sobre los 3200 msnm, en los Páramos de Piñán, Río Piñán, Cerro Pilavo, Loma Ñagñarillo, Cerro Cascajal. Sus productos son líticos de tamaño menor a 50 cm y corresponden a una mezcla de litologías de acuerdo al lugar del afloramiento.

Los depósitos aluviales se ubican a lo largo de las principales redes de drenaje, por ejemplo, en el Río Lachas, Tamales y en los sectores de Chinchiví y Piñán.

Los depósitos coluviales se encuentran en zonas de pendientes abruptas, las expresiones más claras se encuentran en los sectores de Pichaví y en el Río Lachas.

ROCAS INTRUSIVAS

Considerando las relaciones estratigráficas y la petrografía se diferenció tres grupos de intrusivos.

Diorita-cuarzodiorita (?Qd): Aflora en el sector Cayapachupa y en el río Cristopamba. Varían de gris claro a gris verdoso, textura fanerítica. En su composición mineralógica presenta cristales de plagioclasa, anfíboles y en poca cantidad cuarzo, localmente presenta biotita. Están cortados por diques andesíticos. En general presentan alteración clorítica y fuerte meteorización; intruyen a la secuencia sedimentaria de la Unidad Pilatón. Analizando su petrografía se las puede correlacionar con el Batolito de Apuela.

Granodiorita La Merced (Mi^{Gd}): Corresponde al batolito La Merced, expuesto al Oeste de La Merced de Buenos Aires. Poseen textura fanerítica de grano fino a medio, constituidas por plagioclasa, cuarzo, anfíbol, biotita, opacos. Las plagioclasas son ligeramente transformadas a arcillas, tienen poca clorita. Está cortado por diques de andesitas afaníticas. En los bordes, localmente presenta mineralización de galena, covelina y magnetita. Este intrusivo corta a la Unidad Pilatón y al Miembro Primavera, el cual provoca deformación y alteración. Su origen es de arco continental, según Van Thournout (1990) considera una edad Miocénica de 15.6 ±1.1Ma (K/Ar).

Rocas hipoabisales (?H-i): Corresponden a cuellos volcánicos. Afloran a lo largo de las vías San Francisco – La Merced de Buenos Aires, La Merced de Buenos Aires – Chinchiví y La Merced de Buenos Aires – Guanibuela. Al Oeste de la hoja, en la quebrada S/N afluente del Río San Francisco existe un cuerpo de más de 2 km^2. Corresponden a andesitas, dacitas - riodacitas y riolitas porfiríticas. Petrográficamente están constituidas por fenocristales de plagioclasas, anfíbol y poco cuarzo. La matriz de la roca es microcristalina. En algunos sectores están fuertemente alterados, plagioclasas a arcillas.

Los cuellos volcánicos de la vía San Francisco – La Merced de Buenos Aires y La Merced de Buenos Aires – Chinchiví cortan a la Unidad San Juan de Lachas, mientras que los cuellos volcánicos encontrados en la vía La Merced de Buenos Aires – Guanibuela y en el sector San Antonio cortan a los depósitos Mio - Pliocénicos de la Unidad Pugarán, por lo que se interpreta de edad más joven a esta unidad.

Diques: Afloran en la parte Suroeste de la hoja La Merced de Buenos Aires, al Noroeste del sector cerro Cayapachupa, en un afluente de la quebrada Rumiyacu. Es común su presencia en los bordes de los intrusivos como en el sector El Porvenir. Existen varios diques en la vía San Francisco – La Merced de Buenos Aires, La Merced de Buenos Aires - Chinchiví y La Merced de Buenos Aires – Guanibuela. Son rocas de color gris oscuro, textura microporfirítica, se caracterizan por la presencia de escasos fenocristales de plagioclasas, piroxeno y anfíbol; son andesitas y andesitas basálticas. Presenta vetillas de cuarzo y en ocasiones presentan alteración propilítica.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Los principales rasgos tectónicos corresponden a límites de las unidades del basamento. La tendencia general es NE - SO inclinadas hacia el Oeste, tienen zonas milonitizadas y gran cantidad de sulfuros, estas son:

Límite entre la Unidad Naranjal y las unidades de San Juan de Lachas y Colorado.

Contacto entre las Unidades San Juan de Lachas y Colorado con la Unidad Mulaute con dirección predominante NE-SO. La unidad Mulaute presenta un denso cizallamiento con estructuras que indican un sentido de movimiento dextral.

Contacto entre la Unidad Mulaute con la Unidad Pilatón. Se la interpreta como una falla inversa con buzamiento hacia el Oeste. La unidad Pilatón es cortada por varios segmentos de falla, en el Sur las evidencias corresponden a zonas milonitizadas y material arcilloso-arenoso deleznable. Existen rocas silicificadas con gran cantidad de vetillas de cuarzo que tienen un azimut preferencial de 315°/87° (UTM: 780618E; 10058048N).

En el SE de la zona de estudio, el contacto entre la Unidad Silante y los volcánicos Mio - Pliocénicos es fallado. Se trata de una falla inversa con dirección aproximada NE-SO y con buzamiento al Este. Al Este de páramos de Piñán y Cerro Guacamaño, las unidades de basamento están parcialmente cubiertas por volcánicos Mio-Pliocénicos y Cuaternarios. La tendencia general de fallamiento es NE-SO, se tratan de fallas principalmente inversas con buzamiento hacia el Este. En varios sectores se identificó zonas milonitizadas, estrías de falla y rocas cizalladas.

Al Oeste de la hoja, en las zonas altas de los páramos de Piñán existe fallamiento de dirección NO-SE, las fallas tienen movimiento dextral, atraviesan por las quebradas Chuganta y Mojón Cruz. La geomorfología indica una zona de falla con dirección NO-SE en el sector Peñas Blancas. Localmente existen fallas con dirección aproximada E-O.

HISTORIA GEOLÓGICA

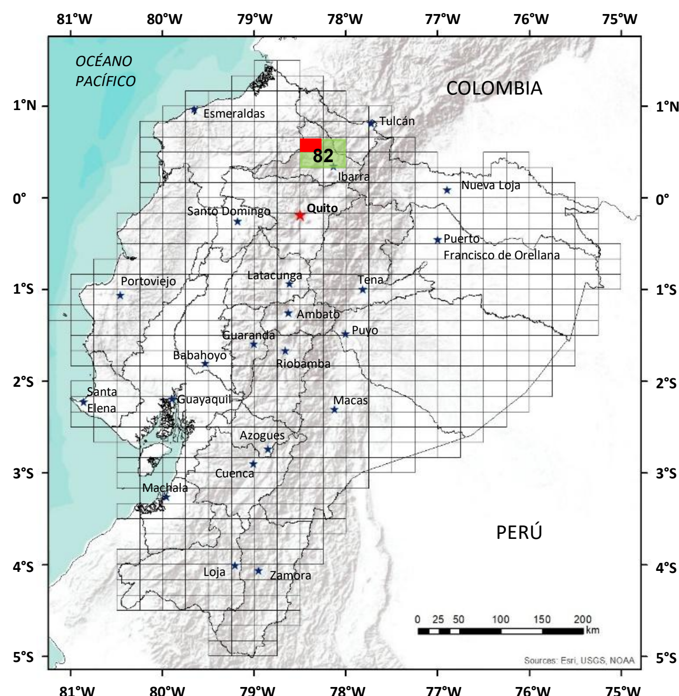
Las unidades antiguas son de edad Cretácica. A partir del Campaniano se asume la existencia de una zona de subducción con la placa subducida inclinada hacia el Oeste, que generó el arco de islas Río Cala sobre un basamento basáltico de la unidad Pallatanga. La unidad más antigua corresponde a la Unidad Mulaute cuy os productos clásticos gruesos y volcanosedimentarios representan una fase proximal del arco Río Cala, mientras que las lutitas y limolitas finas representan una fase más distal; su coloración negra indica abundante aporte orgánico.

Los sedimentos gruesos de la unidad Pilatón representan una parte proximal del arco, mientras que los sedimentos finos y silíceos son los más distales y profundos. La Unidad Naranjal corresponde a la fase lávica basáltica del arco de islas. La erosión del arco generó las areniscas y conglomerados de la unidad Colorado.

A partir del Maastrichtiano cambió el sistema de subducción de inclinación del Oeste hacia el Este, generando un arco continental representado en primera instancia por la Unidad Silante. Se asume que la Unidad El Laurel representa los arrecifes y pequeñas plataformas carbonatadas generadas en el antearco y trasarco durante el Eoceno. El sistema de subducción y la compresión hacia el Este, propicio el crecimiento del arco continental y el empaquetamiento en fajas de las unidades Cretácicas.

El sistema de subducción con inclinación hacia el Este se mantiene hasta la actualidad, en el Oligoceno generó las rocas de la Unidad San Juan de Lachas de afinidad calcoalcalina. Durante el Mio-Plioceno se generaron las rocas volcánicas de la Unidad Pugarán cuy a fase intrusiva estaría representada por el intrusivo La Merced.

Existen varios edificios volcánicos Cuaternarios representados por Huanguillaro, Yanaurco, Ñagñaro, Pilavo y Parulo; asociado a estos eventos volcánicos pueden estar relacionados los cuellos volcánicos y pequeños stocks que cortan hasta las unidades Mio - Pliocénicas



HOJA GEOLÓGICA-D1 (82NW)
LA MERCED DE BUENOS AIRES (2017)

INTRODUCCIÓN

La Hoja La Merced de Buenos Aires escala 1:50000 se ubica en el Norte del Ecuador, región Sierra en la Cordillera Occidental y parcialmente forma parte de la Reserva Cotacachi - Cayapas. La altitud varía desde 1200 a 4000 msnm. Los ríos que conforman la red hidrográfica son Salado, Jordán y San Francisco que forman parte del Río Santiago; además de los ríos Toctemí y Lita, desembocan al Río Mira. Morfológicamente existen estratovolcanes como el Pilavo, Yanahurco y Parulo, además de un ramal de la cordillera de Toisán.

GEOLOGÍA

La zona está constituida por rocas sedimentarias y volcanosedimentarias Cretácicas que conforman el basamento, estás rocas son atravesadas por intrusiones magmáticas de composición intermedia a ácida. En la zona centro - este de la Hoja, se hallan rocas volcánicas y volcanoclásticas Mio - Pliocénicas y Cuaternarias que se sobreponen a las rocas del basamento. Las unidades geológicas en el área de estudio son las siguientes:

LITOESTRATIGRAFÍA

Unidad Mulaute (K_{MI}) (Cretácico): Hughes y Bermúdez et al. (1997). Consiste en una secuencia volcanosedimentaria, que aparece como fajas de dirección NE – SO. Aflora en la zona Noroeste de la Hoja, conformada por una secuencia de lutitas y limolitas negras intensamente deformadas, con vetillas de cuarzo, además presenta brechas finas con matriz soportada y clastos de composición basáltico – andesítico y brechas gruesas con líticos rojizos u ocres deformados.

También en la unidad se distingue una secuencia de tobas líticas y microbrechas polilíticas y tobas de cristales y areniscas volcánicas color gris verde, con matriz microcristalina de plagioclasas y anfíboles. Su génesis se relaciona a un abanico turbidítico submarino proximal a medio, provenientes de una fuente volcánica contemporánea, de afinidad de arco de islas. La edad interpretada por Hughes y Bermúdez (1997) es Cretácica tardía, sin embargo, ha sido asignada una edad Campaniense (Wilkinson, 1998a).

Unidad Pilatón (K_{Pl}) (Cretácico): Son sedimentos frecuentemente silicificados y a veces intercalados con cherts. Wilkinson (1998b) en Boland et al. (2000) realizó estudios de foraminíferos de la vía Salinas - San Lorenzo, determinando una edad Campaniense - Maastrichtiense. En la Hoja de estudio la unidad está conformada por brechas, conglomerados volcanoclásticos y areniscas verdes. Las brechas y conglomerados son de color verde, con matriz arcillosa y líticos que van desde 3 mm a 5 cm de diámetro; los líticos son andesíticos de color púrpura con fenocristales de plagioclasas y anfíboles alterados, como también de lutitas negras y, verdes silicificadas y cloritizadas; limolitas, areniscas finas color gris claro a verde y cherts; debido a lo cual correspondería a una facies marina distal y profunda. Hornfels ocurren cerca al contacto con rocas intrusivas. El ambiente de depósito fue la parte proximal a media de un abanico submarino.

Unidad Naranjal (K_{Na}) (Cretácico): Boland et al. (2000) la define como una secuencia volcánica de andesitas y basaltos con afinidades toleíticas. Durante este estudio, no se estableció la presencia de esta unidad, sin embargo, por correlación con el Mapa de la Cordillera Occidental 0-1°N, se infiere su presencia al NO del mapa La Merced de Buenos Aires.

Unidad Colorado (K_{Co}) (Cretácico): Boland et al. (2000) la define como una secuencia estratificada de capas delgadas a medias de areniscas y limolitas expuestas al Norte de Estero Colorado. En la Hoja se la observa al centro - oeste de la zona, en el río Lachas; constituida por conglomerados y areniscas volcánicas. Los conglomerados tienen bloques menores de 40 cm de volcanosedimentos y lavas. La matriz de los conglomerados está conformada por areniscas de grano grueso con sorteo moderado y cristales angulosos. La unidad está en contacto fallado con las Unidades Mulaute y El Laurel en el Este. La fauna indica una edad Campaniense - Maastrichtiense (Hollis, 1999). La presencia de clastos vesiculares de lavas andesíticas basálticas indica la derivación de una fuente volcánica efusiva.

Unidad El Laurel (E_L) (Eoceno): La Unidad está expuesta al centro - oeste de la Hoja, en la quebrada S/N afluente del río Lachas; constituida por intercalaciones de areniscas calcáreas, lutitas y calizas de color gris. Las rocas carbonatadas tienen una laminación muy fina; está en contacto fallado con las rocas volcanosedimentarias de la Unidad Mulaute en el Este y con las areniscas de la Unidad Colorado en el Oeste. Van Thournout (1991) asigna una edad Eocénica. La ausencia de material más grueso en la Unidad puede reflejar una posición más distal en el abanico (Boland et al., 2000).

Unidad Silante (EO_{Si}) (Eoceno-Oligoceno): Hughes y Bermúdez (1997) la definen como andesitas, dacitas e intercalaciones de brechas volcánicas de afinidad calco-alcalina dentro de intercalaciones sedimentarias rojas. Aflora al Sureste de la zona de estudio, en el sector de Guanibuela. Consisten de areniscas volcanosedimentarias de color púrpura, rojizo y verdoso, masivas y no se identifica una clara estratificación, localmente aparece brechada y con un aspecto caótico. Tiene vetillas centimétricas de yeso de color blanco y rosado. Las areniscas están constituidas por abundante plagioclasa, piroxeno, anfíbol, lo que sugiere una fuente volcánica intermedia a básica.

Unidad San Juan de Lachas (OM_{Sjl}) (Oligoceno-Mioceno Temprano): Van Thournout (1991) la define como una serie de lavas andesíticas con hornblenda. Boland et al. (2000) la describe como una secuencia subhorizontal de brechas, lavas y sedimentos intercalados. En la zona de estudio está conformada por una secuencia de brechas volcánicas matriz-soportadas, con lavas intercaladas. Las brechas tienen matriz tobácea andesítica, con líticos (andesitas) menores a 50cm de diámetro. Se encuentran en contacto fallado con la Unidad Mulaute en el Este y sobreponen a la unidad Naranjal en el Oeste. Hacia el Sur sobrepone a la Unidad Colorado. En el sector Noreste está cortada por varios cuellos volcánicos y diques y es sobrepuesta por los Miembros, Quillopamba y El Chispo.

Unidad Primavera (OM_{Pr}) (Oligoceno-Mioceno): Los afloramientos tipo están en los sectores Primavera, San Luis, en la vía La Merced de Buenos Aires-Chinchiví y en la vía San Francisco – La Merced de Buenos Aires. Corresponde a una brecha volcánica polilítica (andesíticas y dacíticas), matriz-soportada de color gris claro y rojizo, en las zonas de alteración es verdosa, purpura y ocre. La matriz de la brecha es microcristalina tobácea. En los sectores La Primavera, La Cascada y La Merced de Buenos Aires está deformada y alterada debido a la intrusión del batolito La Merced. Tiene alteración propilítica y localmente presenta una pátina de color verde de malaquita.

Grupo Pugarán (MPL_{Pn}) (Mioceno-Plioceno): Beate et al. (1998) en Boland et al. (2000) la definen como flujos de lava andesíticos y stocks de dacitas hornbléndicas, con brechas y tobas asociadas. Corresponde a gran parte de la cobertura volcánica en los sectores centro - este de la Hoja. Según estudios anteriores, estas rocas son de afinidad calco-alcalina y tienen una edad de 5 ± 2.9 Ma y contribuyeron al relleno inicial del Valle Interandino (Boland et al., 2000). En este trabajo se la separa en unidades:

Volcánicos Monte Verde (MPL_{Mv}) (Mioceno-Plioceno): Compuesta por andesitas ácidas afaníticas color gris verdoso, con esporádicos cristales de plagioclasas de 1-2 mm de largo. Presentan una fuerte meteorización y alteración propilítica. Está cortada por diques básicos afaníticos de color negro. En el sector Monte Verde está brechada y alterada. A lo largo de su límite occidental está sobreyaciendo a la Unidad Pilatón. En el Este, sobreyace a las brechas Primavera.

Volcánicos Tambor (MPL_{T}) (Mioceno-Plioceno): Es un paquete de brechas volcánicas matriz-soportadas de color gris claro. Localmente tiene pequeños flujos piroclásticos intercalados. Las brechas están constituidas por líticos de tamaño menor a 1 m. Los líticos tienen una textura porfirítica con fenocristales de tamaño menor a 5 mm de plagioclasa, anfíbol, cuarzo, biotita; la matriz de la roca es microcristalina, corresponden a dacitas y riodacitas. Se encuentran cubiertas por avalanchas con bloques métricos de rocas volcánicas intermedias a ácidas. Está sobrepuesta a través de un contacto fallado por los Volcánicos Quillopamba, además es sobrepuesta por los Volcánicos Litapungo. Sobrepone a las brechas del Miembro Primavera.

Volcánicos Quillopamba (MPL_{Q}) (Mioceno-Plioceno): Conformado por intercalaciones de brechas volcánicas de color gris oscuro, andesitas y esporádicas tobas, y flujos piroclásticos. Las brechas son polilíticas matriz soportado. Las andesitas contienen rocas de color gris oscuro, textura ligeramente porfirítica constituida por fenocristales de plagioclasa, piroxeno, anfíbol. En el sector de San Antonio y Loma Habaspamba existe alteración propilítica, abundante mineralización de pirita fina en vetillas y diseminada y en menor cantidad calcopirita. En el sector El Hondón hay exposiciones de tobas púrpuras y grises, en ocasiones con intercalaciones de areniscas volcánicas. Está cortada por varios cuellos intrusivos de andesitas y dacitas porfiríticas, diques afaníticos y cuerpos riolíticos.

Unidad Cascajal (MPL_{Cs}) (Mioceno-Plioceno): Aflora en la cumbre de la Loma Quillopamba, Cerro Cucurucho y Cerro Cascajal. Son andesitas, con algunos niveles lajados, con textura porfirítica y fenocristales de plagioclasa, piroxeno y anfíbol. En el sector de Loma Quillopamba tienen alteración propilítica; tiene ligera mineralización de pirita fina diseminada. En la parte alta de El Hondón, Cerro Cucurucho y Cerro Cascajal las rocas presentan ligero grado de meteorización.

Volcánicos Litapungo (MPL_{Lt}) (Mioceno-Plioceno): En los sectores la Cocha y San Vicente el miembro corresponde a un flujo de lava que desciende en dirección NO hasta el río Rumichaca; su centro de emisión está en la Loma Litapungo. Las andesitas son de color gris oscuro y gris azulado; tienen fenocristales de plagioclasa, anfíbol y piroxenos. Sobrepone al Miembro Primavera en su margen Norte y Oeste, mientras que, al Sureste sobreponen a la Volcánicos Tambor. Es sobrepuesta únicamente en el Sur por los Volcánicos Huasi Chimba.

Volcánicos El Chispo (MPL_{ECh}) (Mioceno-Plioceno): Aflora en los sectores El Chispo, Peña Blanca y Montañas de Maibucho y, corresponde a una secuencia de brechas volcánicas y tobas. Las brechas presentan líticos de andesita porfirítica gris clara, líticos ocres y ocasionalmente lutitas; son brechas matriz-soportadas, con líticos subangulares a angulares mal gradados. En el Cerro El Chispo corresponde a un cuello volcánico que está conformado por andesitas porfiríticas de color gris oscuro.

Volcánicos Huasi Chimba (MPL_{Hc}) (Mioceno-Plioceno): Corresponden a flujos de lava andesíticos, con brechas volcánicas hacia la cumbre. Las andesitas son de coloración gris y azulado, tienen textura porfirítica y no presentan alteración. Las brechas son matriz soportada con líticos de tamaño menor a 50 cm de diámetro de andesitas porfiríticas. En el sector Las Conchas existe un domo andesítico de aproximadamente 2 km^2, de similar petrografía a las lavas de este Miembro, pero ligeramente más porfirítico.

Volcánicos Huanguillaro (Q_{Hg}) (Cuaternario): Complejo volcánico conformado por los volcánicos Pichaví y Tumbatu:

Volcánicos Pichaví (A^APch): Aflora en la parte Sureste de la Hoja, en los sectores Pichaví, Salado, Cerro Santa Polonia y Loma Santa Bárbara. Son andesitas, con textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, piroxeno y ocasionalmente cuarzo. La matriz es microcristalina. Son varios flujos de lava que descienden en dirección Noreste y chocan en el Norte con la Unidad Silante y los Volcánicos Quillopamba. Cubiertos parcialmente por flujos piroclásticos de los volcánicos Tumbatu.

Volcánicos Tumbatu (T^{Rd}Tu): Aflora en el sector Sureste de la Hoja en las localidades de San Antonio, Guanibuela y en la parte baja del Río Palacara. Son potentes paquetes de materiales piroclásticos intercalados, con flujos como materiales de caída. En los flujos piroclásticos los líticos corresponden a materiales andesíticos y dacíticos de tamaño 20cm; la matriz es tobácea de la misma composición que los líticos. Existen intercalaciones métricas de depósitos de caída constituidos por tefras. Los depósitos presentan una coloración gris y blanca, localmente presenta zonas de color rojizo debido a la oxidación.

Volcánicos Yanaurcu (A^AYa): Corresponden a flujos de lava del Volcán Yanaurco ubicado al Sur de la zona de estudio, representados por tres flujos de lava que chocan en el Norte contra los Volcánicos Quillopamba y en el Este con los Volcánicos Huanguillaro; sobrepuesto por lavas de los Volcánicos Ñagñaro.

Volcánicos Ñagñaro (A^AÑa): Aflora al Este del volcán Pilavo y al Sur del volcán Yanaurco. En forma de flujos altamente meteorizados y presentan una coloración parda y blanquecina, las rocas están diaclasadas y algunos flujos están lajados. En algunos sectores la textura de la roca está borrada casi en su totalidad, con la matriz de la roca y gran parte de los feldespatos transformados a arcillas. Las rocas tienen texturas afanítica y porfirítica; se diferencian fenocristales de plagioclasa, piroxeno, anfíbol y ocasionalmente cuarzo, las rocas corresponden a andesitas y localmente existen dacitas.

Volcánicos Pilabo (A^APil): Están ubicados al Sur de la Hoja, cubre un área de aproximadamente 36 km^2 y representa la parte más alta del sector con una altura de 4180m. Corresponden a andesitas basálticas y andesitas anfibólicas de color gris y gris oscuro con textura porfirítica y fenocristales de piroxeno, plagioclasa y anfíbol.

Volcánicos Parulo (A^APr): Ubicados al Suroeste de la Hoja, al Oeste del Volcán Pilavo junto a la laguna Tobar Donoso de Piñán. Son rocas andesíticas porfiríticas frescas vesiculares, generalmente grises a verdosas, constituidas por fenocristales de plagioclasa, piroxeno y anfíbol. Es un domo-colada de aproximadamente 4 km^2, tiene un flujo en el Oeste que choca contra la Unidad Pilatón y Huasi Chimba, cierra el drenaje y forma la laguna Tobar Donoso de Piñán. Estratigráficamente son depósitos volcánicos recientes, posiblemente holocénicos.

DEPÓSITOS SUPERFICIALES

Depósitos fluvioglaciares (Q_{Fg}): Los depósitos de morrena afloran sobre los 3200 msnm, en los Páramos de Piñán, Río Piñán, Cerro Pilavo, Loma Ñagñarillo, Cerro Cascajal. Sus productos son líticos de tamaño menor a 50 cm y corresponden a una mezcla de litologías de acuerdo al lugar del afloramiento.

Depósitos aluviales (Q_A): Los depósitos aluviales se ubican a lo largo de las principales redes de drenaje, por ejemplo, en el Río Lachas, Tamales y en los sectores de Chinchiví y Piñán.

Depósitos coluviales (Q_C): Los depósitos coluviales se encuentran en zonas de pendientes abruptas, las expresiones más claras se encuentran en los sectores de Pichaví y en el Río Lachas.

ROCAS INTRUSIVAS

Diorita-Cuarzodiorita (D^{Qd}): Aflora en el sector Cayapachupa y en el río Cristopamba. Varían de gris claro a gris verdoso, textura fanerítica. En su composición mineralógica presenta cristales de plagioclasa, anfíboles y en poca cantidad cuarzo, localmente presenta biotita. Están cortados por diques andesíticos.

En general presentan alteración clorítica y fuerte meteorización; intruyen a la secuencia sedimentaria de la Unidad Pilatón. Analizando su petrografía se las puede correlacionar con el Batolito de Apuela.

Granodiorita (G^{Gd}): Corresponde al batolito La Merced, expuesto al Oeste de La Merced de Buenos Aires. Poseen textura fanerítica de grano fino a medio, constituidas por plagioclasa, cuarzo, anfíbol, biotita, opacos. Las plagioclasas son ligeramente transformadas a arcillas, tienen poca clorita. Está cortado por diques de andesitas afaníticas. En los bordes, localmente presenta mineralización de galena, covelina y magnetita. Este intrusivo corta a la Unidad Pilatón y al Miembro Primavera, el cual provoca deformación y alteración. Su origen es de arco continental, Van Thournout (1990) considera una edad Miocénica de 15.6 ± 1.1Ma (K/Ar).

Pórfido andesítico (P^A): Corresponden a cuellos volcánicos. Afloran a lo largo de las vías San Francisco – La Merced de Buenos Aires, La Merced de Buenos Aires – Chinchiví y La Merced de Buenos Aires – Guanibuela. Al Oeste de la Hoja, en la quebrada S/N afluente del Río San Francisco existe un cuerpo de más de 2 km^2. Corresponden a andesitas, dacitas - riodacitas y riolitas porfiríticas. Petrográficamente están constituidas por fenocristales de plagioclasas, anfíbol y poco cuarzo. La matriz de la roca es microcristalina. En algunos sectores están fuertemente alterados, plagioclasas a arcillas.

Diques: Afloran en la parte Suroeste de la Hoja La Merced de Buenos Aires, al Noroeste del sector cerro Cayapachupa, en un afluente de la quebrada Rumiyacu. Es común su presencia en los bordes de los intrusivos como en el sector El Porvenir. Existen varios diques en la vía San Francisco – La Merced de Buenos Aires, La Merced de Buenos Aires - Chinchiví y La Merced de Buenos Aires – Guanibuela. Son rocas de color gris oscuro, textura microporfirítica, se caracterizan por la presencia de escasos fenocristales de plagioclasas, piroxeno y anfíbol; son andesitas y andesitas basálticas. Presenta vetillas de cuarzo y en ocasiones presentan alteración propilítica.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Los principales rasgos tectónicos corresponden a límites de las unidades del basamento. La tendencia general es NE - SO inclinadas hacia el Oeste, con zonas de cizalla y gran cantidad de sulfuros. Límite entre la Unidad Naranjal y las Unidades de San Juan de Lachas y Colorado, se lo interpreta como una falla inversa. El contacto entre las Unidades San Juan de Lachas y Colorado con la Unidad Mulaute con dirección predominante NE-SO. La unidad Mulaute presenta un denso cizallamiento con estructuras que indican un sentido de movimiento dextral.

El contacto entre la Unidad Mulaute y la Unidad Pilatón, se la interpreta como una falla transcurrente dextral con buzamiento hacia el Oeste y con un componente inverso. La unidad Pilatón es cortada por varios segmentos de falla, en el Sur las evidencias corresponden a zonas de cizalla. Existen rocas silicificadas con gran cantidad de vetillas de cuarzo que tienen un azimut preferencial de 315°/87° (UTM: 780618E; 10058048N).

En el Sureste de la zona de estudio, el contacto entre la Unidad Silante y los volcánicos Mio - Pliocénicos es fallado, se trata de una falla inversa con dirección aproximada NE - SO y con buzamiento al Este. Al Este de los páramos de Piñán y Cerro Guacamaño, las Unidades de basamento están parcialmente cubiertas por volcánicos Mio - Pliocénicos y Cuaternarios.

Al Oeste de la Hoja, en las zonas altas de los páramos de Piñán existe fallamiento de dirección NO-SE, las fallas tienen movimiento dextral, atraviesan por las quebradas Chuganta y Mojón Cruz. La geomorfología indica una zona de falla con dirección NO-SE en el sector Peñas Blancas. Localmente existen fallas con dirección aproximada E–O.

HISTORIA GEOLÓGICA

Las Unidades antiguas son de edad Cretácica. A partir del Campaniense se asume la existencia de una zona de subducción con la placa subducida inclinada hacia el Oeste, que generó el arco de islas Río Cala sobre un basamento basáltico de la unidad Pallatanga. La unidad más antigua corresponde a la Unidad Mulaute cuyos productos clásticos gruesos y volcanosedimentarios representan una fase proximal del arco Río Cala, mientras que las lutitas y limolitas finas representan una fase más distal; su coloración negra indica abundante aporte orgánico.

Los sedimentos gruesos de la unidad Pilatón representan una parte proximal del arco, mientras que los sedimentos finos y silíceos son los más distales y profundos. La Unidad Naranjal corresponde a la fase lávica basáltica del arco de islas. La erosión del arco generó las areniscas y conglomerados de la Unidad Colorado.

A partir del Maastrichtiense cambió el sistema de subducción de inclinación del Oeste hacia el Este, generando un arco continental representado en primera instancia por la Unidad Silante. Se asume que la Unidad El Laurel representa los arrecifes y pequeñas plataformas carbonatadas generadas en el antearco y trasarco durante el Eoceno. El sistema de subducción y la compresión hacia el Este, propicio el crecimiento del arco continental y el empaquetamiento en fajas de las unidades Cretácicas.

El sistema de subducción con inclinación hacia el Este se mantiene hasta la actualidad, en el Oligoceno generó las rocas de la Unidad San Juan de Lachas de afinidad calco-alcalina. Durante el Mio - Plioceno se generaron las rocas volcánicas de la Unidad Pugarán cuya fase intrusiva estaría representada por el intrusivo La Merced.

Existen varios edificios volcánicos Cuaternarios representados por Huanguillaro, Yanaurco, Ñagñaro, Pilavo y Parulo; asociado a estos eventos volcánicos pueden estar relacionados los cuellos volcánicos y pequeños stocks que cortan hasta las unidades Mio - Pliocénicas.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

OCURRENCIAS DE MINERALES METÁLICOS: El trabajo se realizó en dos sitios de muestreo, zona Suroeste específicamente alrededor del río Cristopamba en las coordenadas (UTM: 779645E; 10057733N), en donde existe una anomalía de cobre con su valor máximo de 1089 ppm, además de molibdeno, arsénico, plomo y oro; y la parte centro-norte específicamente alrededor del poblado El Porvenir por las coordenadas (UTM: 798218E; 10070877N) y las coordenadas (UTM: 795820E; 10073187N), se puede observar anomalías principalmente de oro-cobre. También existen anomalías aisladas de oro-arsénico en afluentes del río Rumiyacu.

El valor más elevado de anomalía se obtuvo para el cobre, de lo cual se comprueba que existe una anomalía en la zona Suroeste en la parte superior del río Cristopamba. En las travesías se identificó vetillas y diseminados de calcopirita y pirita con zonas de alteración propilítica y localmente argílica. En esta zona existen también anomalías en sedimentos fluviales de Zinc con un máximo de (215 ppm), Arsénico con (249.5ppm), Plomo con un máximo de (42.57ppm) y Molibdeno con (13.48 ppm). También se obtuvo anomalías de Arsénico con valores aislados en afluentes del río Rumiyacu, coordenadas (UTM: 781742E; 10067151N) por el poblado Porvenir y, la intersección del río Lita y río Jordán. Para el plomo existen valores anomálicos aislados alrededor del Porvenir y afluentes de la quebrada El Corazón.

Las anomalías más interesantes, en lo que se refiere a su extensión como en su intensidad ocurren relacionadas con los intrusivos dioríticos y granodioríticos, en donde se identifica rocas mineralizadas con sulfuros de hierro, de cobre en vetillas y diseminados. Esta mineralización es notoria en los bordes del cuerpo intrusivo, afectando tanto a la roca intrusiva como a la roca caja. En el sector de Guanibuela, en el río Chiquito se identificó un cuello volcánico porfirítico riolítico, el cual tiene abundante pirita fina diseminada y en vetillas milimétricas, localmente presenta zonas con alteración argílica. En el sector Loma de Quillopamba, las rocas volcánicas tienen mineralización de pirita fina diseminada, se identifica además sectores con silicificación y una amplia zona de alteración propilítica. En los sectores de La Esperanza, Corazón, Primavera, San José se identifica zonas con alteración propilítica y localmente alteración argílica.

OCURRENCIAS DE MINERALES NO METÁLICOS

Calizas: Ocurren en el sector centro-oeste de la Hoja, en la quebrada sin nombre afluente del río San Francisco, por las coordenadas (UTM: 783047E; 10066654N), constituye una intercalación de calizas de color gris oscuro con calizas de coloración gris clara, su textura es packstone.

Piroclásticos: Existen potentes paquetes de flujos piroclásticos en el sector de Guanibuela, los cuales podrían ser utilizados como material aglomerante puzolánico.

Materiales de construcción: Materiales apropiados para la construcción (ripio) corresponden los diques andesíticos, los cuales tienen un espesor aproximado de 10 - 50m. Están diaclasados y lajados, lo que facilita su rotura por los planos de debilidad. Estos diques están en (UTM: 798393E; 10068162N), (UTM: 801318E, 10063785N), (UTM: 794257; 10061911N), (UTM: 794334E; 10062364N), (UTM 794333E; 10063922N), (UTM: 801559E, 10068219N).

REFERENCIAS

AGUILERA E. (1998) The Chalupas and Chachimbiro geothermal fields in Ecuador. Geothermal Resources Council Transactions, 22, 247 - 251 pp.

BEATE B. (1998) Resumen sobre las Rocas Volcánicas Mio-Plio- Cuaternarias en el Mapa #5 a escala 1:200000 del BGS/ PRODEMINCA. Componente de Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información cartográfica y Geológica, Informe No. 10. CODIGEM-BGS.

BOLAND M. P., PILATASIG, L. F., IBADANGO C.E., MCCOURT W. J., ASPDEN J. A., HUGHES R. A. & BEATE B. (2000) Geology of the Western Cordillera between 0°-1°N. Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información cartográfica y Geológica, Informe No. 10. CODIGEM-BGS, Quito, Ecuador, 72 pp.

CELEC (2011) Initial Prefeasibility Study Chachimbiro Geothermal Project.

CHAPPELL, B. & WHITE R. (1974) Two contrasting granite types. Pacific Geology 8, pp. 173 – 174.

CHIARADIA M., MUNTENER O. & BEATE B. (2011) Enriched Basaltic Andesites from Mid-crustal Fractional Crystallization, Recharge, and Assimilation (Pilavo Volcano, Western Cordillera of Ecuador). Journal of Petrology, volume 52, 6, 1107 - 1141 pp.

COSMA L., LAPIERRE H., JAILLARD E., LAUBACHER G., BOSCH D., DESMET A., MAMBERTI M. & GABRIELE P. (1998) Petrographie et geochimie de la Cordillere Occidentale du Nord de l´Equateur (0°30'S): implications tectoniques. Bull. Soc. Geol. Fr. 169, pp, 739 - 751.

DEFANT M. & DRUMMOND M. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere., Nature (Lond.), 347, pp. 662–665.

DUNKLEY P., GAIBOR A. & BOLAÑOS J. (1995) Geochemical Orientation Survey, Río Junín. Subcomponent 3.4 Geological Mapping Information Project. 32 pp.

EGÜEZ A. (1986) Evolution Cénozoïque de la Cordillère Occidentale septentrionale d'Equateur (0°15' S - 01°10'S), les mineralisations associetees. Doc. Thesis, UPMC, Paris, 116 pp. (unpublished).

HALL M. & BEATE B. (1991) El Volcanismo Plio-cuaternario en los Andes del Ecuador., Est. Geogr., Corp. Edit.Nacional, Quito, 4, pp. 5 – 17.

HUGHES R. & BERMÚDEZ R. (1997) Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información Cartográfica y Geológica, Report Number 4. Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 0° - 1° S.

INEMIN-AGCD (1985) Investigaciones Geológicas y Metalogénicas en el noroccidente del Ecuador. Tomo 1.

JAILLARD E., LAPIERRE H., ORDÓÑEZ M., TORO J., AMÓRTEGUI A. & VANMELLE J. (2006) Accreted oceanic terrenes in Ecuador: Southern edge of the Caribbean plate?. 19 pp.

KERR A.C., ASPDEN J.A., TARNEY J. & PILATASIG L. F. (2002) The nature and provenance of accreted oceanic Blocks in western Ecuador: geochemical and tectonic constraints. Journal of the Geological Society, v. 159, p.577-594.

LITHERLAND M., ASPDEN J. & JEMIELITA R. A. (1994) The metamorphic belts of Ecuador. British Geological Survey, Overseas Memoir, 11, 147 pp.

MANIAR P. & PICCOLI P. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin, 101, pp. 635 – 643.

MCCOURT W., DUQUE P. & PILATASIG L. (1997) Informe No 3, Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información Cartográfica y Geológico: Geology of the Western Cordillera between 1 – 2º S. CODIGEM – BGS, Quito.

PECCERILLO A. & TAYLOR S. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic Rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol., 58, pp. 63-81.

PRODEMINCA (2000) Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental. Programa de Información Cartográfica y Geológica, CODIGEM/BGS, Quito - Ecuador.

REYNAUD C., JAILLARD E., LAPIERRE H., MAMBERTI M. & MASCLE G. (1999) Oceanic plateau and island arcs of southwestern Ecuador: their place in the geodynamic evolution of northwestern South America., Tectonophysics, 307, pp. 235 – 254.

SPIKINGS R., WINKLER W., HUGHES R., & HANDLER R. (2005) Thermochronology of Allochthonous Blocks in Ecuador: unraveling the accretionary and post-accretionary history of the Northern Andes: Tectonophysics, v. 399, 195–220 pp.

VALLEJO C. (2007) Evolution of the western cordillera in the Andes of Ecuador (late Cretaceous-Paleogene). Swiss federal institute of technology Zürich. Doctoral Thesis ETH No. 17023, Quito, Ecuador.

VALLEJO S. (2011) Distribución de las Cenizas Volcánicas Holocénicas – Tardías en la Costa del Ecuador. Proyecto previo a la obtención del título de Ingeniera Geóloga. Escuela Politécnica Nacional. Quito-Ecuador.

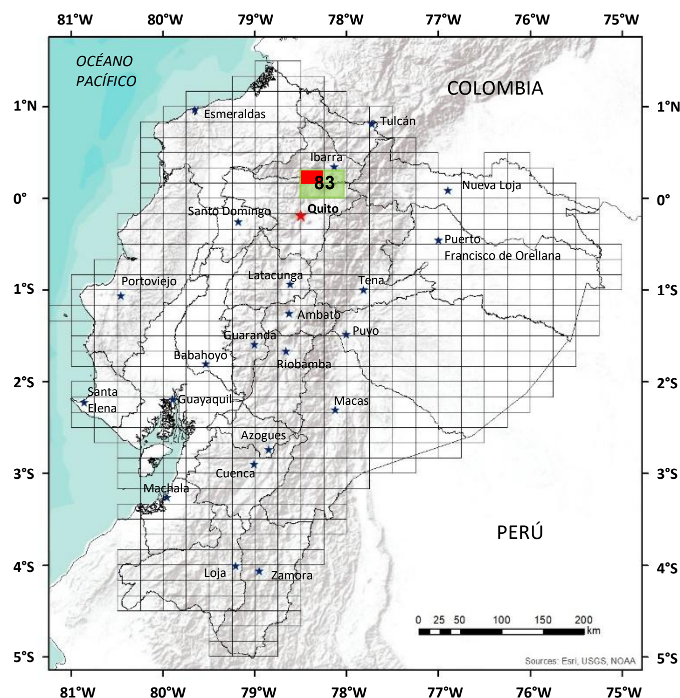
VAN THOURNOUT F., ROSERO G. & QUEVEDO L. (1990) Inventario de los Recursos Minerales Metálicos en el Noroccidente del Ecuador, Proyecto Desarrollo del Sector Minero en el Ecuador, Tomo I: Investigaciones Geológicas y Metalogénicas. INEMIN-AGCD, Quito, Ecuador.

VAN THOURNOUT F., ROSERO G. & QUEVEDO L. (1990) Inventario de los Recursos Minerales Metálicos en el Noroccidente del Ecuador, Proyecto Desarrollo del Sector Minero en el Ecuador, Tomo II: Prospección Geoquímica Regional y seguimiento en Áreas de Interés. INEMIN-AGCD, Quito, Ecuador.

VAN THOURNOUT F., HERTOGEN, J., & QUEVEDO, L. (1992) Allochthonous terranes in northern Ecuador. In: Andean Geodynamics.

WILKINSON I. (1998a) Foraminifera from a suite of Late Cretaceous to Paleogene samples from the Western Cordillera, Ecuador. Technical Report WH/98/56R. Biostratigraphy and sedimentology research group BGS. Nottingham UK.

WILKINSON I. (1998b) Calcareous microfossils from Cretaceous and Tertiary deposits in Ecuador. Technical Report WH/98/45R. Biostratigraphy and sedimentology research group BGS. Nottingham UK.



HOJA GEOLÓGICA-F1 (83NW)
OTAVALO (2014)

INTRODUCCIÓN

El área de estudio constituye la Hoja Topográfica Otavalo escala 1:50000, de la clasificación cartográfica nacional. Se ubica en el Valle Interandino entre las coordenadas (UTM: 779000E; 10036000N - 806000E; 10036000N - 806000E; 10019000N - 790000E ;10019000N . El acceso se lo realiza por la vía Panamericana desde Quito hasta Otavalo y asfaltada Otavalo-Selva Alegre. Para el estudio se incluyeron senderos y trochas de montaña.

Hay diferencias altitudinales, desde los 1100 m.s.n.m ., en la zona de Selva Alegre, hasta los 4700 m.s.n.m ., en el cerro Imbabura. La temperatura promedio es de 14°C. El sistema hidrográfico tiene un predominio paralelo a subdendrítico. En la zona existe una biodiversidad representativa de los valles interandinos septentrionales en las regiones volcánicas, y de los ecosistemas tropicales andinos.

GEOLOGÍA LOCAL

Las rocas aflorantes en la región de estudio, forman parte de las estribaciones orientales de la Cordillera Occidental y de los depósitos volcánicos localizados al occidente del Valle Interandino, los cuales se deben a eventos geodinámicos cretácicos y cenozoicos. Las principales formaciones y unidades litológicas presentes, son las siguientes:

Unidad Pallatanga (K_{Pa}): definida por McCourt et al. (1997). Esta unidad se encuentra expuesta como una escama tectónica de 1.5 Km de ancho aproximadamente, con una dirección NE-SO. Aflora principalmente al lado occidental del río Cambugán, en el cerro Cumburlo Grande y a lo largo de la vía Selva Alegre.

Consiste de basaltos con estructura de almohadilla, y sedimentos pelágicos incrustados en los intersticios de las almohadillas; petrográficamente los basaltos son de color gris a gris verdoso, de textura afanítica, masivos, con fuerte magnetismo, vetillas cruzadas de carbonato y cuarzo, y leve alteración propilítica. Los sedimentos pelágicos son de grano fino a muy fino, varían desde sedimentos silíceos y lutitas en el sector del cerro Cumburlo Grande, a limolitas y wackes como es el caso en el río Cambugán; son de color marrón, verde y gris, poseen vetillas de carbonato, y una leve presencia de clorita y epidota.

Se encuentran en contacto fallado con la Unidad Natividad y la Unidad Silante. Se determina una edad Santoniano a Campaniano temprano 86 a 75 Ma (Wilkinson, 1998b) y se los interpreta como material de plataforma oceánica con influencia de plum a del manto (Boland M. et al., 2000).

Unidad Cambugán (K_{Cb}): definida en el presente trabajo como una secuencia de lavas basálticas de textura amigdaloidal, brechas volcánicas, lentes de limolitas y brechas volcano clásticas. Aflora principalmente en la vía Otavalo-Selva Alegre, y en los caminos de segundo orden que conducen hacia Minas Chupa, Padre Chupa y en el sector de la Quebrada Taruga Chupa.

Presenta lavas basálticas masivas de color gris verdoso, con textura amigdaloide con cristales de augita y vetillas cruzadas de cuarzo. Se observan lentes de brechas volcánicas gruesas de color gris verdoso con líticos de basalto epidotizado y cloritizado, y pequeños lentes de wackes y limolitas de 1m de potencia.

Esta unidad se presenta en contacto fallado al Oeste con la Unidad Natividad, mientras que al Este se encuentra en contacto fallado con la Unidad Río Cala.

Unidad Río Cala (K_{RC}): Definida por Boland et al., (2000). Aflora en la sección de Urcutambo, en la vía Otavalo-Selva Alegre y en la confluencia de la quebrada Pucará y el río Cala, se encuentra expuesta como una escama tectónica de aproximadamente 4km de ancho principalmente en las zonas de Minas Chupa, en Motilón Chupa, en el sector de La Portada.

Constituida por lavas andesíticas básicas e intermedias, de color gris a verde oscuro, de textura porfirítica, compuestas de cristales de plagioclasas, piroxenos, contiene minerales secundarios como epidota, clorita, pirita, y en ocasiones vetillas de cuarzo, calcita y pátinas de carbonatos. Se observan lentes de arenisca de grano grueso de origen volcanosedimentario, de color gris, con textura aleurítica y estructura masiva, además puede presentar minerales secundarios como carbonatos y clorita.

Se presentan en contacto fallado al Oeste con la Unidad Cambugán, mientras que al Este subyace discordantemente a los depósitos volcánicos Plio-cuaternarios. La unidad no ha sido datada, pero la presencia de lavas similares dentro de Natividad sugiere una edad Campaniano-Maastrichtiano. Según Allibon et al. (2005), menciona que las lavas de la Formación Río Cala, se formaron por la subducción de la corteza oceánica.

Unidad Natividad (K_{Nt}): Definida por Boland et al., (2000) como una secuencia comprimida de rocas sedimentarias, aflora principalmente en los páramos de Cambugán, en el corte de la vía hacia el sector La Portada y a lo largo de la vía Otavalo Selva Alegre.

Constituida por intercalaciones de estratos centimétricos a métricos de cherts verdes con lutitas de color gris, café, verde claro y negro en la base y gris verdoso a verde en el tope, los depósitos se encuentran ocasionalmente silicificados. Se encuentran intercalados pequeños estratos de wackes gris verdosos, al tope de la secuencia turbidítica se exponen rocas volcano sedimentarias de color verde (tobas de cristales).

Se encuentra en contacto fallado al Este con la Unidad Yunguilla y Unidad Pallatanga, y al Oeste en contacto fallado con la Unidad Cambugán, se infiere una edad Campaniano a Maastrichtiano, (Wilkinson 1998c, en Boland et al., 2000), los sedimentos fueron depositados en la parte media a distal del abanico turbidítico (Vallejo, 2007).

Unidad Yunguilla (K_Y): definida por Thalmann (1946) como una secuencia sedimentaria del Maastrichtiano. Se encuentra expuesta en el extremo SO del área de estudio, en la quebrada S N , afluente del río Cambugán.

Constituida por turbiditas de grano fino a medio formada por lutitas y limolitas de color negro, gris y verde, ocasionalmente se presentan lutitas rojas y habanas atravesadas por vetillas de cuarzo y silicificadas. Localmente existen grauwacas de color café claro y textura psamítica. Se encuentra en contacto fallado con las unidades Pallatanga y Natividad al Este y con la Unidad Silante al Oeste. La secuencia puede interpretarse como depositada en la parte distal de un abanico turbidítico marino (Boland M. et al., 2000).

Unidad Silante ($PaEo?_{Sl}$): Reportada como Formación Silante por Henderson (1979), el cual la menciona como una secuencia con predominio de depósitos epiclásticos derivados de la erosión de la Formación Macuchi. Mientras que Hugh es y Bermúdez (1997), la definen como Unidad Silante, por las observaciones en los cortes de la vía Alóag-Santo Domingo, y otras secciones en la vía antigua Quito-Santo Domingo y en la vía Calacalí-Nanegalito, como una secuencia de "red beds" constituidas por areniscas fino granulares, limolitas y conglomerados de matriz soportada.

En la zona existen notables afloramientos a lo largo de la vía Otavalo Selva Alegre, también se encuentra expuesto en el Cerro Volador, en el rio Pamplona y la quebrada San Vicente. Acorde a su variedad litológica y observaciones de Campo, se subdividió en dos secuencias predominantes:

Miembro Sedimentario: Conformado por conglomerados de matriz volcano-sedimentaria de color gris, con líticos subangulares a subredondeados de composición andesita a andesita basáltica, mal gradados, y estratos centimétricos de limolitas de color marrón , las cuales llegan a espesores de hasta 2m.

Miembro Volcanoclástico: Constituido principalmente de brechas y microbrechas, y esporádicamente lentes de limolitas. Las brechas son de color gris verdoso, compuestas aproximadamente por un 70% de fragmentos angulares de composición andesítica a basáltica, menores a 50 cm de diámetro, y soportados en 15% de matriz tobácea andesítica, poco meteorizada; se encuentran intercaladas con micro brechas de color gris verdoso, textura psamítica, matriz tobácea andesítica clasto soportado, contiene fragmentos angulares de andesitas y basaltos menores a 0.5 mm de diámetro.

Al Este el contacto con la Unidad Pallatanga es fallado, y por observaciones en la vía Calacalí-Santo Domingo, el contacto entre las unidades Silante y Yunguilla se interpreta como fallado (Hugh es y Bermúdez, 1997). Los análisis paleontológicos realizados en foraminíferos determinaron edad Eoceno medio - tardío a Oligoceno (Wilkinson 1998b), mientras que Vallejo (2007) menciona que el análisis radiométrico por el método $^{40}Ar/^{39}Ar$, en rocas magmáticas de la Unidad Silante muestran edades desde Maastrichtiano tardío - Paleoceno temprano. Esta unidad fue depositada en ambiente continental, varias de las secuencias de sedimentos rojos, con lentes de arenisca, indican un ambiente fluvial, mientras que los sedimentos volcanoclásticos evidencian la influencia de actividad volcánica durante la depositación de esta unidad (Hugh es y Bermúdez, 1997).

Unidad Azabí ($Ol?_{Az}$): expuesta en la zona NO del área de estudio a lo largo del río Azabí, en el sector Loma Peñas Blancas y afloramientos aislados a lo largo de la vía Otavalo-Selva Alegre.

Consiste en una secuencia de flujos piroclásticos, color blanco a crema, mal gradados. Generalmente se los observa masivos, la estructura granulométrica va de piropsamítica a piropsefítica, poseen matriz tobácea poco consolidada, con líticos centimétricos subredondeados a subangulares, de andesitas, basaltos, cherts y brechas.

Sobreyacen discordantemente al miembro volcanoclástico de la Unidad Silante, presenta un espesor promedio de 200m, acorde a las observaciones de Campo y a su composición petrográfica se presume que se trata de flujos piroclásticos de edad Oligocénica?

Volcánicos Cushnirrumi (Q_{Csh}): El volcán Cushnirrumi representa los restos antiguos de un aparato andesítico elongado de 15 km de largo y 10 km de ancho, con dirección SE a NO (Beate, 1998). Está constituido por una serie de litologías las cuales son:

Andesitas Piroxénicas (Q_{Csh-ap}): Corresponde principalmente a andesitas piroxénicas y andesitas con hornblenda en menor cantidad.

Depósitos Piroclásticos Andesíticos ($Q_{Csh-dpa}$): Son capas métricas de cenizas finas a gruesas, de color gris amarillentas, semiconsolidadas a consolidadas, en las que se hallan líticos milimétricos de andesitas y dacitas. Además, incluyen delgadas capas de flujos piroclásticos intercaladas con pómez cremas con poco porcentaje de anfíbol.

Aglomerados (Q_{Csh-A}): Es una secuencia de depósitos volcanoclásticos caracterizada por una serie de flujos piroclásticos, con matriz tobácea, compuesta por clastos y bloques andesíticos, con una fuerte meteorización esferoidal.

Lavas Dacíticas (Q_{Csh-Ld}): Consisten de una secuencia de lavas microporfiríticas, gris claras. Están intercaladas con tobas dacíticas grises y rosadas, compactas, las cuales están cubiertas por pequeñas capas de cangahua.

Depósitos Piroclásticos Dacíticos ($Q_{Csh-dpd}$): presentan flujos piroclásticos con abundante pómez crema, amarillenta, oxidadas, mal clasificados contienen clastos de dacitas y poco porcentaje de riolitas.

Domos dacíticos porfiríticos ($Q_{Csh-ddp}$): Consiste de rocas ígneas subvolcánicas, gris claras, masivas, muy consolidadas, magnéticas, presenta textura porfirítica con fenocristales de Plg, Px y Qz en menor cantidad.

Volcánicos Cotacachi (Q_{Cot}): El volcán Cotacachi se encuentra aproximadamente a 4km al norte de la zona de estudio, corresponde a un gran estratovolcán intensamente afectado por erosión glaciar, el cual está constituido principalmente por andesitas piroxénicas, de acuerdo a las observaciones de Campo se pudo diferenciar varias litologías, las cuales son:

Lavas andesíticas (Q_{Cot-La}): Corresponden a rocas microporfiríticas, gris oscuras a gris claras, caracterizadas por la presencia de cristales de piroxenos y en forma ocasional anfíboles.

Lahares y depósitos piroclásticos ($Q_{Cot-Ldp}$): Presenta intervalos de depósitos de caídas de ceniza volcánica y lahares con clastos subredondeados de andesitas y andesitas piroxénicas, al final de la secuencia, están sobreyacidos por una capa de depósitos de caída de cenizas blancas, de grano medio a grueso intercaladas con pequeñas capas de pómez finas y una secuencia de cangahua café amarillenta.

Domos andesíticos ($Q_{Cot-Dam}$): Constituyen rocas microporfiríticas grises, con alto contenido de piroxenos (≈15%) y en menor proporción anfíboles.

Material retrabajado y Flujos Piroclásticos ($Q_{Cot-fpa}$): Son rocas volcánicas retrabajadas con clastos de composición andesítica y basáltica provenientes de Loma Negra, sobrepuestos por flujos piroclásticos y depósitos de caída.

Volcánicos Mojanda Fuya-Fuya (Q_{Moj}): La constitución litológica incluye desde lavas de composición andesita basáltica hasta andesitas de composiciones más ácidas. Además, se hallan importantes secuencias de flujos piroclásticos cubiertas por capas de depósitos de caída.

Lavas Andesíticas (Q_{Moj-La}): Constituidas por rocas de coloración gris oscura, textura porfirítica, muy compactas, masivas y magnéticas.

Depósitos Piroclásticos (Q_{Moj-dp}): Caracterizados por una importante secuencia de flujos piroclásticos compuestos por líticos andesíticos y dacíticos, además se hallan pómez cremas a amarillentas milimétricas. Se encuentran también interestratificadas capas de lapilli, pómez y depósitos de ceniza.

Avalancha de Escombros (Q_{Moj-av}): Consiste de depósitos soportados de clastos ígneos andesíticos de tamaños métricos, angulares a subangulares, en algunas zonas intercalados con lavas.

Volcánicos Imbabura (Q_{Imb}): Presenta dos componentes litológicos, depósitos piroclásticos y avalanchas, los cuales se encuentran al extremo Este del área de estudio.

Depósitos Piroclásticos(Q_{Imb-dp}): Constituye una secuencia de capas de ceniza media a gruesa de color café, intercaladas con depósitos de oleada con fragmentos de pómez hornbléndicas cafés y amarillentas.

Avalanchas de escombros (Q_{Imb-av}): Compuestas por fragmentos centimétricos de andesitas piroxénicas, subangulares, con una matriz de ceniza gris clara a amarillenta (80%), cubiertos por capas de poco espesor (2-5 m) de depósitos piroclásticos.

Volcánicos Cuicocha (Q_{Cui}): El centro volcánico Cuicocha se encuentra aproximadamente a 5 km al sur del volcán Cotacachi, y se halla representado por una caldera limitada en sus flancos por lavas y restos desplomados de las paredes del edificio volcánico. Además, posee en su interior cinco domos localizados dentro y alrededor de la caldera, la cual tiene aproximadamente 3.5 km de diámetro, por lo cual se subdivide su litología acorde a sus características petrogenéticas:

Lavas Dacíticas (Q_{Cui-ld}): Son las facies más proximales de este centro de emisión. Constituyen flujos de lava con rocas frescas, gris claras, porfiríticas, de composición dacítica, destaca la presencia de hornblendas y alto contenido de plagioclasas, menor porcentaje de cuarzo (5-10%).

Domos Dacíticos ($Q_{Cui-Dah}$): Corresponden a los domos Cuicocha y Yerovi que se encuentran en el centro de la caldera. Están constituidos de dacitas hornbléndicas con menor porcentaje de fenocristales de plagioclasa, en matriz de vidrio, plagioclasa, cuarzo y magnetita.

Depósitos Piroclásticos ($Q_{Cui-dpd}$): Representan el cuerpo más extenso de esta unidad. Están representados principalmente por flujos piroclásticos dacíticos y, en menor proporción caídas y oleadas piroclásticas. Comprenden depósitos de cenizas, pómez, líticos de composición ácida y vidrio. Normalmente, las tefras presentan buen sorteo y estratificación horizontal y cruzada. En general, la granulometría de los depósitos orientales de la caldera Cuicocha es más fina con respecto a los depósitos occidentales.

Domos Andesíticos ($Q_{Cui\text{-}Dad}$): localizados al interior de la caldera, constituyen los domos Teodoro Wolf, Norte y Sur. Están constituidos por lavas con fenocristales de plagioclasa y hornblenda, en una matriz de plagioclasa, vidrio, magnetita y apatito. Las rocas del dom o Teodoro Wolf Norte comprenden fenocristales de plagioclasa y oxihornblenda en una matriz de vidrio, plagioclasa y magnetita (Von Hillebrandt, 1989).

Depósitos Piroclásticos ($Q_{Cui\text{-}dpd}$): Representan el cuerpo más extenso de esta unidad. Están representados principalmente por flujos piroclásticos dacíticos y, en menor proporción caídas y oleadas piroclásticas. Comprenden depósitos de cenizas, pómez, líticos de composición ácida y vidrio. Normalmente, las tefras presentan buen sorteo y estratificación horizontal y cruzada. En general, la granulometría de los depósitos orientales de la caldera Cuicocha es más fina con respecto a los depósitos occidentales.

Domos Andesíticos ($Q_{Cui\text{-}Dad}$): Localizados al interior de la caldera, constituyen los domos Teodoro Wolf, Norte y Sur. Están constituidos por lavas con fenocristales de plagioclasa y hornblenda, en una matriz de plagioclasa, vidrio, magnetita y apatito. Las rocas del dom o Teodoro Wolf Norte comprenden fenocristales de plagioclasa y oxihornblenda en una matriz de vidrio, plagioclasa y magnetita (Von Hillebrandt (1989).

ROCAS INTRUSIVAS

Complejo Filoniano: observado a lo largo del camino a la Portada (UTM: 784571E; 10025834N), quebradas Minas Chupa (UTM: 784977E; 10020710N) y Motilón Chupa. Comprende una secuencia de diques de gabro, diques de diabasas, diques porfiríticos con augita.

Granitoide: Ubicado al N O del área de estudio, tiene un área aproximada de 1.5 km 2, está en contacto con flujos piroclásticos de la Unidad Azabí al Este, y la Unidad Silante al Oeste. La meteorización del cuerpo genera arena con presencia de cuarzo, remanentes de plagioclasa y feldespato, los cuales están transformándose en arcillas.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El principal sistema que controla el área de estudio es NE-SO, delimitando las unidades geológicas del sector. En las quebradas Minas Chupa y Motilón Chupa, la naturaleza de los contactos fallados se define por zonas anchas, con evidencia de deformación y alto nivel de fracturamiento. Además, hay socavamiento profundo y erosión intensa de las quebradas Pumamaque, Huagshapungo, Gualsaqui, con dirección NO-SE dando la apariencia de terrazas aisladas y levantadas. La falta de evidencias tectónicas se debe a que los depósitos de la zona son muy jóvenes y ocultan las posibles fallas que están en las rocas del basamento.

A lo largo de la quebrada del Peligro es evidente una lineación en la dirección NE-SO, la cual separa el basamento cretácico y los depósitos volcánicos del Cushnirrumi.

Las Unidades Yunguilla y Natividad se encuentran deformadas, observándose pequeños anticlinales y sinclinales, cuyo eje de pliegue presentan un rumbo NE-SO, de manera puntual en algunos afloramientos, evidenciando un fuerte plegamiento a nivel de toda la Unidad.

Existen dos sistemas locales de fallamiento, que tienen dirección NO-SE y E-O , los cuales afectan a las rocas de la Unidad Río Cala, y la parte volcánica de la zona de Motilón Chupa y Minas Chupa, forman pequeños escarpes y rupturas de pendiente, como en el sector de Pucará.

EVALUACIÓN ECONÓMICA

Minerales Metálicos: En la quebrada Campamento (UTM: 792851E; 10021276N), al S del Complejo volcánico Cushnirrumi se observa la presencia de sulfuros diseminados de pirita en rocas andesíticas. Además, se destaca el tratamiento de la información geoquímica de la Cordillera Occidental de 0-1° N (PRODEMINCA, 2000). De los resultados obtenidos en los mapas de contenido mineral no se obtuvieron buenos resultados para el área de investigación, todo indicio metálico se ve reflejado para el área Junín al Oeste.

El número más elevado de anomalía se obtuvo para el cobre y se obtuvo un total de 2 sectores anomálicos. De los cuales sobresalen en la quebrada Minas Chupa, y valores aislados en la parte superior de la quebrada Cambugán.

En lo que se refiere al Zinc el número de anomalías es mucho menor. Sobresalen las de San José de Minas de la margen este de la Quebrada el Guabo (máximo 219.1 ppm), quebrada La Chorrera y la quebrada San José de Minas, además se observan sectores aislados en la Quebrada el Ortigal y en la Parte superior del río Cambugán.

En lo que se refiere al arsénico se obtuvo anomalías en el río Pataquí. Además, se observan valores aislados en el río Pamplona, quebrada Aparejos y la quebrada el Ortigal.

Ocurrencias No-Metálicas: Dentro de los minerales no metálicos en la zona se incluyen: arcillas, ceniza puzolánica y rocas carbonatadas. Las rocas carbonatadas ocurren al sur del caserío de La Calera, margen izquierdo del río Chaupiyacu (UTM: 792146E; 10019208N), constituye una roca bandeada porosa relacionada a una fuente termal bicarbonatada.

Ocurrencias de arcillas se halla en la parte sur de la Loma Aparejos. Está formado por la meteorización de la ceniza volcánica y pómez, productos volcánicos de los centros eruptivos Cushnirrumi, Cuicocha y Cotacachi.

Materiales de construcción: Al SO de Tangalí, (UTM: 793537E; 10025641N) se observa un cuerpo de composición dacítica, e volumen considerable, el cual se puede considerar como una gran reserva de materia prima para la industria de la construcción como agregados para hormigón como ripio y piedra chispa.

En las coordenadas (UTM: 801644E; 10027895N) existe un depósito piroclástico compuesto por clastos de pómez y rocas andesíticas en una matriz de ceniza media a gruesa, el material puede ser aprovechado para la construcción.

DINAGE (2003), reporta la presencia de arena, ripio, grava y pómez en las parroquias de Quiroga, Cotacachi, Otavalo y San José de Quichinche.

HISTORIA GEOLÓGICA

El basamento volcánico de la cordillera Occidental consiste de rocas máficas y ultramáficas (Terreno Pallatanga), con afinidades geoquímicas de plateau oceánico. Edades de cristalización de fragmentos del plateau oceánico acrecionados, dan una idea que las rocas que conforman el basamento de la cordillera Occidental y la Costa del Ecuador se derivan del Plateau Oceánico Caribe Colombiano de edad Cretácico tardío el cual se desplazó en dirección este (Vallejo, 2007).

En el Santoniano a Campaniano una zona de subducción generada al Este del plateau, con una dirección de subducción hacia el occidente originó lavas del Arco Rio Cala de composición calcoalcalina (Vallejo, 2007), representadas por la secuencia de la Unidad Cambugán que constituyen la parte inferior del arco, la secuencia de lavas porfiríticas de la Unidad Río Cala, y la parte sedimentaria turbidítica de la Unidad Natividad, además de la depositación de la Unidad Yunguilla en un ambiente marino.

Durante el Campaniano al Maastrichtiano se detiene la subducción hacia el Oeste y se produce la acreción del terreno Pallatanga con la parte continental de Sudamérica en el Cretácico (Aspden et al., 1992; McCourt et al., 1984). La evidencia a favor de una probable acreción Campaniana la proporciona la discordancia regional entre la Fm . Napo de edad Albiana-Santoniana y la Fm. Tena de edad Maastrichtiano, en la Cuenca Oriente (Baldock, 1982). Aspden et al, (1992) sugiere que se relaciona con un periodo de levantamiento causado por la acreción del terreno Pallatanga a lo largo del sistema de Fallas Calacalí-Pallatanga de dirección NNE, originando una fuerte deformación en los sedimentos de la Unidad Yunguilla.

Posteriormente, en el Maastrichtiano Tardío, se generó la subducción de la corteza oceánica hacia el Este lo que originó variación de rocas toleíticas a rocas calcoalcalinas, evidenciado por la secuencia de RED BEDS, y la parte volcanoclástica en la zona N O del área de estudio de la Unidad Silante. Los flujos piroclásticos de la Unidad Azabí, evidencian el desarrollo de actividad volcánica, posterior a la depositación de la fase sedimentaria y volcanoclástica de la Unidad Silante.

Finalmente, durante el Cuaternario continúa el magmatismo producto de la subducción de la Placa Nazca, representado por el Frente Volcánico de la Cordillera Occidental, con la presencia de volcanismo activo de arco continental con la emisión los productos volcánicos Cushnirrumi, Cotacachi, Mojanda - Fuya Fuya, Imbabura y la caldera Cuicocha.

REFERENCIAS

ALLIBON J., MONJOIE P., LAPIERRE H., JAILLARD E., BUSSY F. & BOSCH. (2005) The role of the Cretaceous Caribbean Oceanic Plateau in the génesis of late cretaceous arc magmatism in Ecuador, Institut de mineralogie et de Geochimie.

ASPDEN, J. & LITHERLAND, M. (1992). The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador., Tectonophysics, 205, pp. 187 – 204.

BALDOCK W. (1982) Geología del Ecuador, boletín de la explicación del Mapa Geológico de la República del Ecuador Escala 1:1000000. DGGM. Quito – Ecuador.

BOLAND M., PILATASIG L., IBADANGO E., MCCOURT W., ASPDEN J., HUGHES R. & BEATE B. (2000) Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 0°00-1°00N, CODIGEM/BGS, Quito – Ecuador.

DINAGE (2003) Inventario de Materias Primas No Metálicas y Materiales de Construcción y Levantamiento de la Línea Base Ambiental del Medio Físico, Parámetro Agua de la Provincia de Imbabura.

HENDERSON W. (1979) Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of northern Ecuador. Geol. Soc. Lond. Vol. 136, 1979, pp.367-378, 4 figs., 1 table.

HUGHES R. & BERMÚDEZ R. (1997) Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 0°00-1°00S, CODIGEM/BGS, Quito – Ecuador

MCCOURT W., ASPDEN J. & BROOK M. (1984) New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. J. geol. Soc. London, 141, 831-45.

MCCOURT W., DUQUE P. & PILATASIG L. (1997) Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 1°-2°S.

PRODEMINCA (2000) Programa de Información Cartográfica y Geológica, CODIGEM/BGS, Quito-Ecuador.

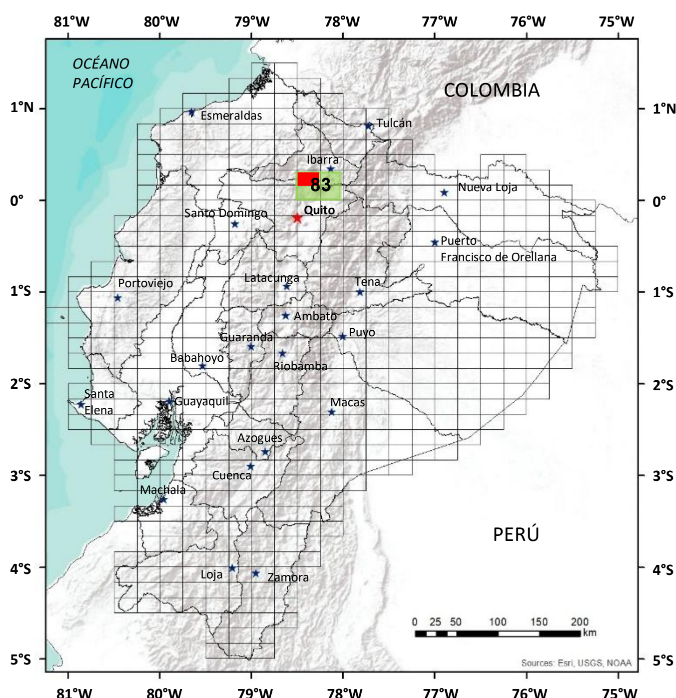
THALMANN H. (1946) Micropaleontology of Upper Cretaceous and Paleocene in Western Ecuador. Guayaquil – Ecuador.

VALLEJO C. (2007) Evolution of the Western Cordillera in the Andes of Ecuador (Late Cretaceous-Paleogene), Tesis Doctoral Swiss Federal Institute of Technology Zürich, No. 17023.

VON HILLEBRANDT C. (1989) Estudio Geovulcanológico del Complejo volcánico Cuicocha-Cotacachi y sus aplicaciones Provincia de Imbabura, EPN, Quito-Ecuador.

WILKINSON, I. P. (1998b) Foraminifera from a suite of Late Cretaceous to Paleogene samples of the Cordillera Occidental, Ecuador. Technical Report WH/98/56R Biostratigraphy and Sedimentology Research Group BGS.

WILKINSON, I. P. (1998c) Calcareous microfossils from a suite of samples from the Western Cordillera, Ecuador. Technical Report WH/98/163R Biostratigraphy and Sedimentology Research Group BGS.



HOJA GEOLÓGICA-F1 (83NW) OTAVALO (2017)

INTRODUCCIÓN

El área de estudio se encuentra en la Hoja Topográfica Otavalo escala 1:50000, correspondiente a la clasificación cartográfica nacional. Está ubicada en el Valle Interandino entre las coordenadas (UTM: 779000E; 10036000N - 806000E; 10036000N - 806000E; 10019000N - 779000E; 10019000N). La carretera Panamericana Quito-Otavalo constituye su principal vía de acceso, además se cuenta con la carretera asfaltada Otavalo - Selva Alegre y, finalmente, con senderos y trochas de montaña que también fueron utilizados para este estudio.

Las alturas varían desde 1100 msnm en la zona de Selva Alegre, hasta 4700 msnm en el volcán Imbabura. La temperatura promedio es de 14°C. En el sistema de drenaje predominan patrones subparalelos a subdendríticos. La zona tiene una gran biodiversidad que es representativa de los valles interandinos septentrionales, de las regiones volcánicas y de los ecosistemas subtropicales andinos.

GEOLOGÍA

Los afloramientos rocosos encontrados, geográficamente pertenecen a las estribaciones orientales de la Cordillera Occidental y a los depósitos volcánicos localizados al occidente del Valle Interandino, se originaron durante procesos geodinámicos cretácicos y cenozoicos. La geología está constituida por rocas sedimentarias, volcánicas y volcanosedimentarias, así como también por cuerpos intrusivos que conforman las unidades incluidas en el área de la Hoja Otavalo en la zona oriental de la Hoja, Beate (1998), basado en Boland et al. (2000); describe rocas volcánicas y depósitos volcánicos asociados con centros eruptivos de edad mio-plio-cuaternarios, que se encuentran cubriendo a rocas del basamento del Cretácico.

LITOESTRATIGRAFÍA

Unidad Pallatanga (K_{Pa}) (Cretácico): Definida por McCourt et al. (1997). Esta unidad se encuentra expuesta como una escama tectónica de aproximadamente 1.5 km de ancho y con una dirección Noreste-Suroeste.

Aflora principalmente hacia el lado occidental del río Cambugán, en el cerro Cumburlo Grande y a lo largo de la vía Selva Alegre.

Consiste de basaltos con estructura de almohadilla y sedimentos pelágicos incrustados en los intersticios de las almohadillas; petrográficamente son basaltos de color gris a gris verdoso, textura afanítica, masivos, con fuerte magnetismo, presenta vetillas cruzadas de carbonato y cuarzo y, una leve alteración propilítica. Los sedimentos pelágicos son de grano fino a muy fino, varían desde sedimentos silíceos y lutitas en el sector del cerro Cumburlo Grande, a limolitas y wackes en el río Cambugán; tienen colores entre marrón, verde y gris, poseen vetillas de carbonato, y una ligera presencia de clorita y epidota.

Se encuentra en contacto fallado con las unidades Natividad, Silante y Yunguilla. Se ha determinado una edad Santoniense a Campaniense temprano 86 a 75 Ma (Wilkinson, 1998a) y, se la interpreta como material de plataforma oceánica con influencia de pluma del manto (Boland M. et al., 2000).

Unidad Cambugán (K_{Cb}) (Cretácico): Definida en este trabajo como una secuencia de lavas basálticas de textura amigdaloide, brechas volcánicas, lentes de limolitas y brechas volcanoclásticas. Aflora principalmente en la vía Otavalo-Selva Alegre, en los caminos de segundo orden que conducen hacia Minas Chupa, Padre Chupa y en el sector de la Quebrada Taruga Chupa.

Presenta rocas basálticas masivas de color gris verdoso, textura amigdaloide con cristales de augita y vetillas cruzadas de cuarzo. Se observan lentes de brechas volcánicas gruesas de color gris verdoso con líticos de basalto epidotizado y cloritizado, se observan pequeños lentes de grauvacas y limolitas de 1m de potencia.

A lo largo del camino a la Portada (UTM: 784571E; 10025834N), quebradas Minas Chupa (UTM: 784977E; 10020710N) y Motilón Chupa. Comprende una secuencia de diques de gabro, diabasa y diques porfiríticos con augita (GB^{Gb}).

Esta unidad se presenta en contacto fallado al Oeste con la Unidad Natividad, mientras que al Este se encuentra en contacto igualmente fallado con la Unidad Río Cala.

Unidad Río Cala (K_{Rc}) (Cretácico): Definida por Boland et al. (2000). Aflora en el sector de Urcutambo, vía Otavalo-Selva Alegre y en la confluencia de la quebrada Pucará y el río Cala, se encuentra expuesta como una escama tectónica de aproximadamente 4 km de ancho principalmente en las zonas de Minas Chupa, Motilón Chupa y en el sector de La Portada.

Está constituida por lavas andesíticas básicas e intermedias, de color gris a verde oscuro, textura porfirítica, compuesta de cristales de plagioclasas y piroxenos, contiene minerales secundarios como epidota, clorita, pirita, y en ocasiones vetillas de cuarzo, calcita y pátinas de carbonatos. Se observan lentes de arenisca de grano grueso de origen volcanosedimentario, color gris, con textura psamítica y estructura masiva, además, puede presentar minerales secundarios como carbonatos y clorita.

La unidad se presenta en contacto fallado al Oeste con la Unidad Cambugán, mientras que al Este se encuentra en contacto fallado con la Unidad Pallatanga y también subyace discordantemente a los depósitos volcánicos plio-cuaternarios. La unidad no ha sido datada, pero la presencia de lavas similares dentro de la Unidad Natividad sugiere una edad Campaniense-Maestrichtiense. Allibon et al. (2005), menciona que las lavas de la Formación Río Cala, se formaron por la subducción de la corteza oceánica.

Unidad Natividad (K_{Nt}) (Cretácico): Definida por Boland et al. (2000) como una secuencia comprimida de rocas sedimentarias; aflora principalmente en los páramos de Cambugán, en el corte de la vía hacia el sector La Portada y a lo largo de la vía Otavalo Selva Alegre.

Constituida por intercalaciones de estratos centimétricos a métricos de cherts verdes con lutitas de colores gris, café, verde claro y negro en la base y, gris verdoso a verde en el tope; los depósitos se encuentran ocasionalmente silicificados. Se encuentran pequeñas intercalaciones de estratos de wackes gris verdosos; al tope de la secuencia turbidítica se exponen rocas volcanosedimentarias de color verde (tobas de cristales).

Al Este se encuentra en contacto fallado con las unidades Yunguilla y Pallatanga y al Oeste también en contacto fallado con la Unidad Cambugán; se infiere una edad Campaniense a Maastrichtiense, (Wilkinson, 1998b en Boland et al., 2000), los sedimentos fueron depositados en la parte media a distal del abanico turbidítico (Vallejo, 2007).

Formación Yunguilla (K_Y) (Cretácico): Definida por Thalmann (1946) como una secuencia sedimentaria del Maestrichtiense. Se encuentra expuesta en el extremo SO del área de estudio, en una quebrada S/N, afluente del río Cambugán.

Está constituida por turbiditas de grano fino a medio formadas por lutitas y limolitas de colores negro, gris y verde, ocasionalmente se presentan lutitas rojas y habanas, atravesadas por vetillas de cuarzo y con silicificaciones. Localmente existen grauvacas de color café claro y textura psamítica.

Se encuentra en contacto fallado con las unidades Pallatanga y Natividad al Este y con la Unidad Silante al Oeste. La secuencia puede interpretarse como depositada en la parte distal de un abanico turbidítico marino (Boland M. et al., 2000).

Unidad Cerro Volador (EO_V) (Eoceno Medio-Oligoceno Tardío): Está constituido principalmente de brechas, microbrechas y, esporádicamente, lentes de limolitas. Las brechas son de color gris verdoso, compuestas aproximadamente por un 70% de fragmentos angulares de composición andesítica a basáltica, menores a 50 cm de diámetro y soportados en 15% de matriz tobácea andesítica poco meteorizada; se encuentran intercaladas con microbrechas de color gris verdoso, textura psamítica, matriz tobácea andesítica clasto soportado, contiene fragmentos angulares de andesitas y basaltos menores a 0.5 mm de diámetro.

Al Este el contacto con la Unidad Pallatanga y Natividad es fallado. Se la relaciona como parte de la Unidad Silante de edad Eoceno Medio - Tardío a Oligoceno (Wilkinson 1998a), mientras Vallejo (2007), menciona que el análisis radiométrico por el método $^{40}Ar/^{39}Ar$, en rocas magmáticas de la Unidad Silante muestran edades desde Maestrichtiense Tardío - Paleoceno Temprano. Esta unidad fue depositada en ambiente continental, varias de las secuencias de sedimentos rojos con lentes de arenisca, indican un ambiente fluvial, mientras los sedimentos volcanoclásticos son la evidencia de actividad volcánica durante la depositación de esta unidad (Hughes y Bermúdez, 1997).

Unidad Loma Taminanga (EO_T) (Eoceno Medio-Tardío a Oligoceno): En la zona existen buenos afloramientos a lo largo de la vía Otavalo Selva Alegre, también se encuentra expuesta en el Cerro Volador, río Pamplona y quebrada San Vicente.

Reportada como parte de la Formación Silante por Henderson (1979), que la menciona como una secuencia con predominio de depósitos epiclásticos derivados de la erosión de la Formación Macuchi. Mientras que Hughes y Bermúdez (1997), la definen como Unidad Silante, por las observaciones en los cortes de la vía Alóag-Santo Domingo, en otros sectores de la vía antigua Quito-Santo Domingo y en la vía Calacalí-Nanegalito, como una secuencia de “red beds” constituida por areniscas fino granulares, limolitas y conglomerados matriz soportada. Definida en este trabajo y conformada por conglomerados en matriz volcano-sedimentaria de color gris, con líticos subangulares a subredondeados de composición andesítica a andesito-basáltica, se encuentran mal gradados y en estratos centimétricos de limolitas de color marrón, con espesores de hasta 2 m.

Al Oeste, se encuentra sobreyaciendo a la Unidad Cerro Volador, y al Este el contacto con la Unidad Pallatanga y Yunguilla es fallado. La edad es Eoceno Medio - Tardío a Oligoceno (Wilkinson 1998a), mientras Vallejo (2007), menciona que el análisis radiométrico por el método $^{40}Ar/^{39}Ar$, en rocas magmáticas de la Unidad Silante muestran edades desde Maestrichtiense tardío - Paleoceno temprano. Esta unidad fue depositada en ambiente continental.

Unidad Azabí ($O?_{Az}$) (Oligoceno?): Expuesta en la zona Noroeste del área de estudio a lo largo del río Azabí, en el sector Loma Peñas Blancas y afloramientos aislados a lo largo de la vía Otavalo-Selva Alegre.

Consiste en una secuencia de flujos piroclásticos de color blanco a crema, mal gradados. Generalmente se los observa masivos, la estructura granulométrica va de piropsamítica a piropsefítica, poseen matriz tobácea poco consolidada, con líticos centimétricos subredondeados a subangulares de andesitas, basaltos, cherts y brechas.

Sobreyacen discordantemente al Miembro volcanoclástico de la Unidad Silante, presenta un espesor promedio de 200 m, según las observaciones de campo y su composición petrográfica, se presume que se trata de flujos piroclásticos de edad oligocénica.

Volcánicos Cushnirrumi (QCsh) (Cuaternario): El volcán Cushnirrumi representa los restos antiguos de una estructura volcánica andesítica, elongado de 15 km de largo y 10 km de ancho, con dirección Sureste a Noroeste (Beate, 1998). Están constituidos por una serie de litologías, que se la ha subdividido según sus características petrográficas, en los siguientes grupos:

Andesitas Piroxénicas (A^ACsh): Conformadas principalmente por andesitas piroxénicas y andesitas con hornblenda en menor cantidad.

Dacitas (R^DCsh): Son rocas ígneas subvolcánicas, gris claras, masivas, muy consolidadas, magnéticas, presentan texturas porfirítica y microporfirítica con fenocristales de Pl, Px y Qz. Están intercaladas con tobas dacíticas grises y rosadas, compactas, cubiertas por pequeñas capas de cangahua. Forman domos dacíticos porfiríticos.

Depósitos Piroclásticos Andesíticos (T^ACsh): Son capas métricas de cenizas finas a gruesas de color gris amarillento, semiconsolidadas a consolidadas en las que se hallan líticos milimétricos de andesitas y dacitas. Además, incluyen delgadas capas de flujos piroclásticos intercalados con pómez color crema y un bajo porcentaje de anfíbol, también se observan aglomerados compuestos por clastos y bloques andesíticos, con una fuerte meteorización esferoidal.

Depósitos Piroclásticos Dacíticos (T^DCsh): Presentan flujos piroclásticos con abundante pómez crema, amarillenta y oxidada, están mal clasificados contienen clastos de dacitas y bajo porcentaje de riolitas.

Volcánicos Cotacachi (QCot) (Cuaternario): El volcán Cotacachi se encuentra aproximadamente a 4 km al Norte de la zona de estudio, corresponde a un gran estratovolcán intensamente afectado por erosión glaciar, está constituido principalmente por andesitas piroxénicas, de acuerdo con las observaciones de campo se ha podido diferenciar varias litologías, como:

Lavas Andesíticas (A^ACot): Corresponden a rocas microporfiríticas grises oscuras a claras, caracterizadas por la presencia de cristales de piroxenos y en forma ocasional anfíboles. Estas rocas forman domos andesíticos con alto contenido de piroxenos ($\approx$ 15%) y en menor proporción anfíboles.

Depósitos y Flujos Piroclásticos Andesíticos (T^ACot): Presentan intervalos con depósitos de caídas de ceniza volcánica, lahares y flujos, con clastos subredondeados de rocas volcánicas retrabajadas de composición andesítica y basáltica. La secuencia, está sobreyacida por una capa de depósitos de caída de cenizas blancas, de grano medio a grueso intercalada con pequeñas capas de pómez finas y una secuencia de cangahua café amarillenta.

Volcánicos Mojanda – Fuya Fuya (QMoj) (Cuaternario): Su composición litológica incluye desde lavas andesito-basálticas hasta andesitas más ácidas. Además, se hallan importantes secuencias de flujos piroclásticos cubiertas por capas de materiales de caída.

Andesitas Porfiríticas (A^AMoj): Constituidas por rocas de coloración gris oscura, textura porfirítica, muy compactas, masivas y magnéticas.

Depósitos Piroclásticos Andesíticos (T^AMoj): Caracterizados por una importante secuencia de flujos piroclásticos compuestos por líticos andesíticos y dacíticos, se distinguen también pómez cremas y amarillentas milimétricas. Pueden observarse capas interestratificadas de lapilli, pómez y depósitos de ceniza.

Avalancha de Escombros (AvlMoj): Consiste de depósitos soportados con clastos ígneos andesíticos de tamaños métricos, angulares a subangulares, en algunas zonas, intercalados con lavas.

Volcánicos Imbabura (QImb) (Cuaternario): Presentan dos componentes litológicos, depósitos piroclásticos y avalanchas, se los encuentran al extremo Este del área de estudio.

Depósitos Piroclásticos (T^AImb): Constituyen una secuencia de capas de ceniza media a gruesa de color café, intercaladas con depósitos de oleada con fragmentos de pómez hornbléndicas cafés y amarillentas.

Avalanchas de escombros (AvlImb): Compuestas por fragmentos centimétricos de andesitas piroxénicas subangulares, con una matriz de ceniza gris clara a amarillenta (80%), cubiertos por capas de poco espesor (2 - 5 m) de depósitos piroclásticos.

Volcánicos Cuicocha (QCui) (Cuaternario): El centro volcánico Cuicocha se encuentra aproximadamente a 5 km al Sur del volcán Cotacachi, se halla representado por una caldera limitada en sus flancos por lavas y restos desplomados de las paredes del edificio volcánico. Además, posee cinco domos localizados dentro y alrededor de la caldera que tiene aproximadamente 3.5 km de diámetro, la litología se subdivide según sus características petrogenéticas, así:

Dacita (R^DCui): Son las facies más proximales de este centro de emisión. Constituyen flujos de lava con rocas frescas gris claras porfiríticas de composición dacítica, destaca la presencia de hornblendas, un alto contenido de plagioclasas y menor porcentaje de cuarzo (5-10%). Forman los domos Cuicocha y Yerovi que se encuentran en el centro de la caldera.

Andesita (A^ACui): Localizados al interior de la caldera, constituyen los domos Teodoro Wolf, Norte y Sur. Están constituidos por lavas con fenocristales de plagioclasa y hornblenda en una matriz de plagioclasa, vidrio, magnetita y apatito. Las rocas del domo Teodoro Wolf Norte contienen fenocristales de plagioclasa y oxi-hornblenda en una matriz de vidrio, plagioclasa y magnetita (Von Hillebrandt, 1989).

Depósitos Piroclásticos Dacíticos (T^DCui): Representan el cuerpo más extenso de esta unidad, están conformados principalmente por flujos piroclásticos dacíticos y, en menor proporción, caídas y oleadas piroclásticas. Comprenden depósitos de cenizas, pómez, líticos de composición ácida y vidrio. Normalmente, las tefras presentan buen sorteo con estratificación horizontal y cruzada. En general, la granulometría de los depósitos orientales de la caldera Cuicocha es más fina con respecto a los depósitos occidentales.

DEPÓSITOS SUPERFICIALES

Depósitos fluvioglaciares (Q_{FG}) (Cuaternario): Los depósitos de morrena en la zona de estudio afloran sobre los 2700msnm hasta los 3000 msnm en los afluentes principales de Cerro Blanco. Consiste en depósitos cuaternarios con líticos angulares a subangulares de tamaños centimétricos y composición andesítica a dacítica. Se encuentra entre los sectores de Chiriyacu y Atalpacunga (UTM: 798000E; 10025000N) observado con ayuda de fotografías aéreas, constituyendo morrenas laterales en donde forman amplios valles en V.

Terrazas aluviales (Q_T) (Cuaternario): Se encuentran formando las principales plataformas y llanuras en los depósitos volcánicos del Cushnirrumi.

Depósitos coluviales (Q_C) (Cuaternario): Los depósitos coluviales se encuentran distribuidos principalmente en donde afloran los depósitos volcánicos del Cushnirrumi y la Unidad Pallatanga, por la quebrada de San Francisco, donde se presentan pendientes abruptas escarpadas. Constituyen acumulaciones de materiales de diverso tamaño, pero de litología generalmente homogénea, los cuales se encuentran soportados en una matriz arcillosa-arenosa.

Depósitos aluviales (Q_A) (Cuaternario): Estos depósitos se localizan a lo largo del Río Blanco, los cuales componen como antiguos bordes de la llanura de inundación y están constituidos por bloques, cantos rodados, gravas y arenas.

ROCAS INTRUSIVAS

Granitoide (G): Ubicado al Noroeste del área de estudio, tiene un área aproximada de 1.5 km^2, está en contacto con los flujos piroclásticos de la Unidad Azabí al Este y la Unidad Silante al Oeste. La meteorización del cuerpo genera arena con presencia de cuarzo, remanentes de plagioclasa y feldespato que se están transformando en arcillas.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El principal sistema de fallas que controla el área de estudio es Noreste–Suroeste, delimita las unidades geológicas del sector. En las quebradas Minas Chupa y Motilón Chupa, la naturaleza de los contactos fallados se define por zonas anchas, con evidencia de deformación y alto nivel de fracturamiento. Además, hay socavamiento profundo y una erosión intensa de las quebradas Pumamaqui, Huagshapungo y Gualsaqui que tienen una dirección Noroeste – Sureste, dan la apariencia de ser terrazas aisladas y levantadas. La falta de evidencias tectónicas se debe a que los depósitos de la zona son muy jóvenes y ocultan las posibles fallas que están en las rocas del basamento.

A lo largo de la quebrada del Peligro es evidente un lineamiento con dirección Noreste - Suroeste, que separa el basamento cretácico y los depósitos volcánicos del Cushnirrumi.

Las Unidades Yunguilla y Natividad se encuentran deformadas, observándose pequeños anticlinales y sinclinales cuyos ejes presentan un rumbo Noreste – Suroeste y de manera puntual en algunos afloramientos, con evidencias de un fuerte plegamiento a nivel de toda la unidad.

Existen dos sistemas locales de fallamiento que tienen direcciones Noroeste - Sureste y Este - Oeste, afectan a las rocas de la Unidad Río Cala y a la parte volcánica de la zona de Motilón Chupa y Minas Chupa, en el sector de Pucará forman pequeños escarpes y rupturas de pendiente.

HISTORIA GEOLÓGICA

El basamento volcánico de la cordillera Occidental consiste de rocas máficas y ultramáficas (Terreno Pallatanga), con afinidades geoquímicas de plateau oceánico. Edades de cristalización de los fragmentos del plateau oceánico acrecionados, dan una idea de que las rocas que conforman el basamento de la cordillera Occidental y de la Costa del Ecuador se derivan del Plateau Oceánico Caribe Colombiano del Cretácico Tardío, que se desplazó en dirección Este (Vallejo, 2007).

Entre el Santoniense y el Campaniense una zona de subducción generada al Este del plateau, con una dirección de subducción hacia el occidente, originó lavas del Arco Río Cala de composición calco-alcalina (Vallejo, 2007), representadas por: la secuencia de la Unidad Cambugán que constituye la parte inferior del arco, la secuencia de lavas porfiríticas de la Unidad Río Cala y la parte volcanosedimentaria y sedimentaria turbidítica de la Unidad Natividad y probablemente Pilatón, además de la depositación de la Unidad Yunguilla en un ambiente marino.

Durante el Campaniense al Maestrichtiense se detiene la subducción hacia el Oeste y se produce la acreción del terreno Pallatanga a la parte continental de Sudamérica en el Cretácico (Aspden et al., 1992; McCourt et al., 1984). La evidencia a favor de una probable acreción Campaniense la proporciona la discordancia regional entre la Fm. Napo de edad Albiense-Santoniense y la Fm. Tena de edad Maestrichtiense, en la Cuenca Oriente (Baldock, 1982). Aspden et al, (1992) sugieren que se relaciona con un periodo de levantamiento causado por la acreción del terreno Pallatanga a lo largo del sistema de Fallas Calacalí-Pallatanga de dirección Nornoreste, originando una fuerte deformación en los sedimentos de la Unidad Yunguilla.

Posteriormente, en el Maastrichtiense Tardío, se generó la subducción de la corteza oceánica hacia el Este lo que originó variación de rocas toleíticas a rocas calco-alcalinas, evidenciado por la secuencia de RED BEDS y la parte volcanoclástica de la Unidad Cerro Volador y la depositación de rocas sedimentarias de la Unidad Loma Taminanga en la zona Noroeste del área de estudio. Los flujos piroclásticos de la Unidad Azabí evidencian el desarrollo de actividad volcánica, posterior a la depositación de la fase sedimentaria y volcanoclástica de la Unidad Silante.

Finalmente, en el Cuaternario continúa el magmatismo producto de la subducción de la Placa Nazca, representado por el Frente Volcánico de la Cordillera Occidental, con la presencia de un volcanismo activo de arco continental y la emisión los productos volcánicos Cushnirrumi, Cotacachi, Mojanda - Fuya Fuya, Imbabura y la caldera Cuicocha.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

OCURRENCIAS DE MINERALES METÁLICOS

En la quebrada Campamento (UTM: 792851E; 10021276N), al Sur del Complejo volcánico Cushnirrumi se observa la presencia de sulfuros diseminados de pirita en rocas andesíticas.

Además, se destaca el tratamiento de la información geoquímica de la Cordillera Occidental de 0-1° N (PRODEMINCA, 2000). De los resultados obtenidos en los mapas de contenido mineral no se obtuvieron buenos resultados para el área de investigación, todo indicio metálico se ve reflejado en el área Junín al Oeste.

El número más elevado de anomalía se obtuvo para el cobre con sectores anómalos. De los cuales sobresalen los de la quebrada Minas Chupa y los valores aislados en la parte superior de la quebrada Cambugán.

En lo que se refiere al zinc el número de anomalías es mucho menor. Sobresalen las de San José de Minas de la margen oriental de la quebrada el Guabo (máximo 219.1 ppm), quebrada La Chorrera y la quebrada San José de Minas, además, se observan sectores aislados en la quebrada el Ortigal y en la Parte superior del río Cambugán.

En cuanto al arsénico, se obtuvieron anomalías en el río Pataquí y, se observan valores aislados en el río Pamplona y en las quebradas Aparejos y El Ortigal.

OCURRENCIAS DE MINERALES NO METÁLICOS

Dentro de los minerales no metálicos, en la zona se encuentran: arcillas, ceniza puzolánica y rocas carbonatadas; estas últimas ocurren al sur del caserío La Calera, en la margen izquierda del río Chaupiyacu (UTM: 792146E; 10019208N), constituye una roca bandeada porosa relacionada con una fuente termal bicarbonatada.

Presencia de arcillas se halla en la parte Sur de la Loma Aparejos, se han formado por la meteorización de la ceniza volcánica y pómez, productos volcánicos de los centros eruptivos Cushnirrumi, Cuicocha y Cotacachi.

MATERIALES DE CONSTRUCCIÓN

Al suroeste de Tangalí, (UTM: 793537E; 10025641N) se observa un cuerpo de composición dacítica, de gran volumen que puede considerarse como reserva de materia prima para la industria de la construcción.

En las coordenadas (UTM: 801644E; 10027895N) existe un depósito piroclástico compuesto por clastos de pómez y rocas andesíticas en una matriz de ceniza media a gruesa, el material puede ser aprovechado para la construcción.

DINAGE (2003), reporta la presencia de arena, ripio, grava y pómez en las parroquias de Quiroga, Cotacachi, Otavalo y San José de Quichinche.

REFERENCIAS

ALLIBON J., MONJOIE P., LAPIERRE H., JAILLARD E., BUSSY F. & BOSCH. (2005) The role of the Cretaceous Caribbean Oceanic Plateau in the genesis of late cretaceous arc magmatism in Ecuador, Institut de mineralogie et de Geochimie, Université de Lausanne. Switzerland. Laboratoire de géodynamique des chaines Alpines. UJF-Grenoble.

ASPDEN J. & LITHERLAND M. (1992) The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador, Tectonophysics, 205, pp. 187 – 204

BALDOCK J. W. (1982) Geología del Ecuador, boletín de la explicación del Mapa Geológico de la República del Ecuador Escala 1:1 000 000. Dirección General de Geología y Minas/ Instituto de Ciencias Geológicas-Consejo de Investigación del Medio Ambiente Natural. Quito – Ecuador.

BOLAND M., PILATASIG L., IBADANGO E., MCCOURT W., ASPDEN J., HUGHES R. & BEATE B. (2000) Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 0°00'-1°00'N, CODIGEM/BGS, Quito – Ecuador.

DINAGE (2003) Inventario de Materias Primas No Metálicas y Materiales de Construcción y Levantamiento de la Línea Base Ambiental del Medio Físico, Parámetro Agua, de la Provincia de Imbabura.

HENDERSON W. (1979) Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of northern Ecuador. Jl. geol. Soc. Lond. Vol. 136, 1979, pp.367-378, 4 figs., 1 table. Printed in Northern Ireland.

HUGHES R. & BERMÚDEZ R. (1997) Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 0°00-1°00S, CODIGEM/BGS, Quito – Ecuador

MCCOURT W., ASPDEN J. & BROOK M. (1984) New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. J. geol. Soc. London, 141, 831-45.

MCCOURT W., DUQUE P. & PILATASIG L. (1997) Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 1°-2°S.

PRODEMINCA (2000) Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental. Programa de Información Cartográfica y Geológica, CODIGEM/BGS, Quito – Ecuador.

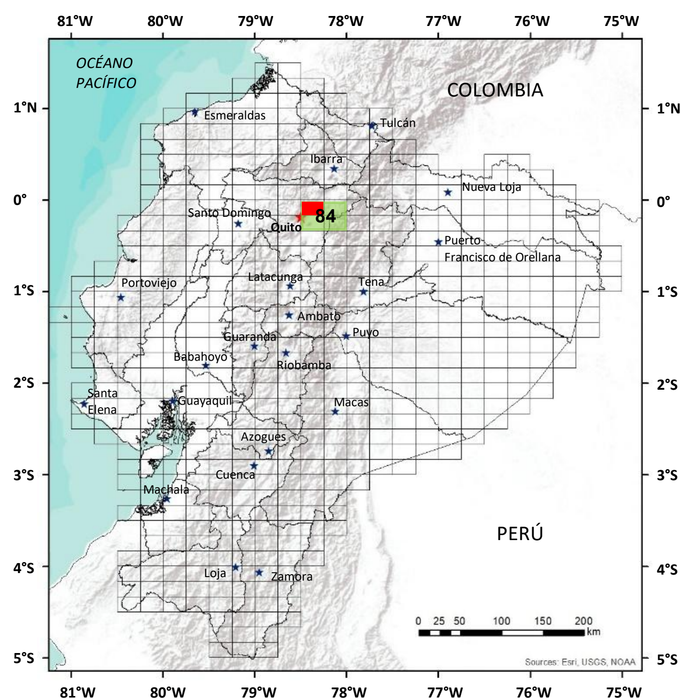
THALMANN H. (1946) Micropaleontology of Upper Cretaceous and Paleocene in Western Ecuador. Guayaquil – Ecuador.

VALLEJO C. (2007) Evolution of the Western Cordillera in The Andes of Ecuador (Late Cretaceous-Paleogene), Tesis Doctoral Swiss Federal Institute of Technology Zürich (ETH), No. 17023.

VON HILLEBRANDT C. (1989) Estudio Geovulcanológico del Complejo volcánico Cuicocha-Cotacachi y sus aplicaciones, Provincia de Imbabura, EPN, Quito-Ecuador.

WILKINSON I. P. (1998a) Foraminifera from a suite of Late Cretaceous to Paleogene samples of the Cordillera Occidental, Ecuador. Technical Report WH/98/56R Biostratigraphy and Sedimentology Research Group BGS. Nottingham UK.

WILKINSON I. P. (1998b) Calcareous microfossils from a suite of samples from the Western Cordillera, Ecuador. Technical Report WH/98/163R Biostratigraphy and Sedimentology Research Group BGS. Nottingham UK.



HOJA GEOLÓGICA-B1 (84NW)
EL QUINCHE (1980)

INTRODUCCIÓN

La Hoja de El Quinche incluye el sector Norte de la ciudad de Quito (2800 m.s.n.m.); en el centro del mapa hay un área de menos altura, que corresponde al Valle Interandino. La Cordillera Real limita la zona por la parte Este; el límite occidental no está determinado por un rasgo definido. La altura varía entre 1760 y 3515m. El drenaje se dirige al Océano Pacífico por el Río Guayllabamba que sale del Norte de la Hoja por un cañón profundo.

GEOLOGÍA

Con excepción de un afloramiento pequeño de la Formación Macuchi, todas las rocas son de edad plio-cuaternaria y la mayoría no más antiguas que del Pleistoceno Superior. La Cangagua (ceniza) cubre más que setenta por ciento del mapa; a veces la geomorfología del terreno pre-Cangagua está preservada, siendo posible en tales casis indicar un contacto cubierto.

Formación Macuchi (KM) (Cretáceo): Existe un afloramiento de andesita verde, compacta y dura en el fondo del Río Guayllabamba (897-975; 894-993). Un kilómetro y medio al Norte de la Hoja se ve en la carretera San Antonio-Puéllaro (890-015) los sedimentos de la Formación con las volcánicas andesíticas.

Volcánicos Indiferenciados (Pv) (Plio-Pleistoceno y Pleistoceno): En la esquina Sureste se presenta un afloramiento pequeño de lavas y piroclásticos que tienen una extensión más amplia al Sur de la Hoja de Sangolquí (84SW). El espesor de estas volcánicas no es conocido; probablemente son de edad pliocénica superior hasta pleistocénica y quizás son equivalentes a las de la Formación Pisayambo más al Sur (por ejemplo, Hoja de Latacunga (67)); en esta Hoja probablemente se originaron desde el centro volcánico erosionado de Puntas.

Las rocas volcánicas del sector Noroeste de Pomasqui parecen ser producto del volcán erodado pleistocénico de Calacalí. Consisten predominantemente de piroclásticos, pero las lavas son comunes. En una cantera (804-926) se puede apreciar la secuencia debajo de la Cangagua; consiste de 15m de lavas andesíticas sobre 20m de aglomerados, grano medio a grueso, estratificado. Rocas volcánicas indiferenciadas se presentan también en ambos lados de la alta planicie de San Juan de Calderón; afloran en los flancos, pero son mayormente cubiertas por Cangagua.

Volcano-sedimentos Machángara (PM) (Pleistoceno): En los cerros al Oeste de Llano Chico, Zámbiza y Nayón, aflora, en las quebradas profundas, una secuencia de piroclásticos y sedimentos mal clasificados pero estratificados. Están bien expuestos en la Quebrada Porolohuaicu (828-835; 844-839). Aquí hay buenos afloramientos en las canteras (832-835). La sucesión comprende lavas, aglomerados, tobas y sedimentos, incluyendo conglomerados. En este sector la potencia del afloramiento es de 120m, pero, al Sur, en la localidad tipo, pasa de los 300m (Hoja de Sangolquí (84SW)).

Volcano-sedimentos San Miguel (Ps) (Pleistoceno): Se da este nombre a una secuencia problemática de areniscas, tobas, lutitas y lutitas tobáceas blancas, que afloran en una franja al NE de San Miguel (883-900). Se ve bien en las carreteras antiguas y nuevas a Guayllabamba. El contacto basal no se determina. En el área tipo las capas descansan paralelas a la topografía existente con buzamientos de 20-35°, al NNE de San Miguel. Se encontró un hueso en la carretera nueva (849-905) y éste dio la edad de más o menos 20000 ± 3000 años A.P. (Dr. M. L. Hall, comunicación personal), pero debido a su alto contenido de uranio, esta edad es muy incierta y los Volcanosedimentos de San Miguel pueden ser bastante más antiguos. El origen de esta secuencia es desconocido; posiblemente tiene una relación con las erupciones antiguas del Pululagua y del Mojanda (Hoja de Otavalo (83)), en cuyo caso es mejor considerarles como depósitos volcánicos. De todas maneras, la litología predominante, especialmente de las lutitas tobáceas, tiene un carácter sedimentario, y es posible que esta secuencia de tobas fue depositada en una laguna con unas capas deltaicas; en este caso, su buzamiento no es original y tal vez está relacionado con la Falla Guayllabamba. El espesor pasa de los 200m y debe ser mucho más. La relación entre los Volcanosedimentos San Miguel y los Sedimentos Chiche no es conocida aún; probablemente los de San Miguel son más antiguos y hay evidencia en la carretera de Guayllabamba a Tumbaco que la mayor parte de Chiche es definitivamente más joven que los Volcanosedimentos San Miguel, que son en este sitio muy desordenados (ver abajo).

Volcánicos Guayllabamba (PB) (Pleistoceno): Es una unidad que aflora en los cauces del Río Guayllabamba y sus confluentes (los ríos Guambi, Chiche, Uravia y San Pedro). Se lo define aquí como un depósito que consiste casi en su totalidad de aglomerados y tobas aglomeráticas, generalmente sin estratificación. Se notan localmente andesitas porfiríticas (920-929; 903-999). Los clastos constituyentes de los aglomerados varían desde unos milímetros hasta bloques de 1 a 2m de diámetro, que están típicamente compuestos de andesita basáltica gris. Pasa arriba por un cambio brusco de litología hacia los Sedimentos Chiche que tienen, localmente, (942-896; 934-846) interestratificaciones de tobas aglomeráticas en la base. El espesor es desconocido.

Sedimentos Chiche (PCh) (Pleistoceno): El nombre está tomado del Río Chiche; uno de los mejores sitios para observarlos se halla en la localidad tipo donde la carretera Tumbaco-Pifo cruza el Río Chiche (928-778) en la Hoja de Sangolquí (84SW); pero en este sitio no se ve la base. Afloran también en los márgenes de todos los ríos y quebradas principales, en el centro de esta Hoja. El contacto con los volcánicos Guayllabamba parece plano, normal y descansa regularmente al Norte, hasta la zona de Guayllabamba. Allí se unifican con sedimentos de litología algo diferente que se ve bien en la Hacienda Cusumpamba (803-978); probablemente tienen un origen desde el Noreste. En la zona del Río Pisque al Noreste de Guayllabamba los Sedimentos Chiche consisten en areniscas, conglomerados y tobas algo aglomeráticos y la secuencia tiene un aspecto bastante blanco. Hay sectores donde se aprecia perfectamente un aglomerado en la base de los sedimentos. Al centro y Sur de la Hoja, los sedimentos están formados por capas bien estratificadas de conglomerados redondos, arena gruesa y capas de ceniza. El espesor, que en el Sur es de más o menos 120m, disminuye gradualmente hasta Guayllabamba, donde es de 50 a 80m y aumenta hasta 200m, al Norte. Una secuencia tripartita, de sedimentos/toba aglomerática/sedimentos, aparecen en tres lugares principales (936-860; 942-897 y 995-928). En la Quebrada Azcázubi (995-928) se observa uno de los mejores afloramientos tripartitos: se presentan 10m de sedimentos superiores sobre 12m de tobas aglomeráticas que descansan sobre más de 10m de sedimentos inferiores. Una muestra de madera hallada de las capas basales de la Cangagua sobre los sedimentos superiores Chiche en la Hoja de Sangolquí (84SW) fue datada radiométricamente por el Institute of Geological Sciences, Londres, como de más de 48000 años A.P. Los sedimentos Chiche pasan hacia arriba gradacionalmente dentro de la Cangagua, la base de la cual contiene capas transicionales (ver abajo).

Sedimentos desordenados (sd) (Pleistoceno): En el área de Guayllabamba, especialmente en la carretera a Tabacundo, hay una secuencia de sedimentos totalmente desordenados. Mantienen aún su estatificación, pero son fallados y fuertemente plegados, lo que no permite la correlación entre los varios afloramientos. La zona de desorden está limitada por la zona de las fallas principales que causaron el hundimiento del Valle de Guayllabamba en una estructura parecida a un graben de 4km de ancho con dirección NE-SW. Por su forma se asemeja a una depresión originada por fallamiento, deslizamiento y rellenado por sedimentos y depósitos volcánicos. El hundimiento de la depresión de Guayllabamba ha sido interpretado como el colapso de un cráter volcánico, pero puede ser de origen tectónico-erosional con formación de un graben, bloques fallados y deslizamientos grandes, en parte debido a la acción erosional rápida de los ríos Guayllabamba y Pisque. Parece que el plegamiento y fallamiento han afectado más a toda la secuencia de los Volcanosedimentos San Miguel en la depresión de Guayllabamba, pero también a los Volcánicos Guayllabamba y a la parte más inferior de los Sedimentos Chiche. Posiblemente los movimientos principales fueron cortos, pues hay evidencia de que la mayor parte de los Sedimentos Chiche está mucho menos afectada y la Cangagua muy poco. En todo caso, el movimiento volvió a producirse, ocasionando una serie de deslizamientos de estos sedimentos y de la Cangagua (ver abajo).

Cangagua (Q_C) (Cuaternario): La Cangagua es un depósito de toba y ceniza bastante extenso y con una litología constante. Forma un manto, generalmente de unos 30m de espesor, que descansa sobre las rocas anteriores. Actualmente se ven las rocas antiguas solamente donde los ríos y quebradas han cortado la Cangagua o en escarpas de fallas y derrumbes. La litología predominante es de toba de grano medio y color café-amarillo. Cerca de la base se presentan dos capas de piedra pómez principales: la inferior de 2 a 4m de espesor, la superior de 1 a 2m, las dos separadas por una capa de toba de 1 a 2m. Las capas basales (8m) de la Cangagua en el Valle de Tumbaco están bien estratificadas y son más variables que las superiores. Parecen haber sido depositadas en agua y probablemente representan un periodo de caída de toba en una laguna encima de los Sedimentos Chiche, con un contacto normal y transicional entre los Sedimentos Chiche y la Cangagua. En la zona del Río Chiche (927-778, Hoja de Sangolquí (84SW)) se conocen restos de vertebrados (*Equus (Amerhippus) martinei* (Spillen), *Palaeolama crassa* Hoffst.) en la Cangagua basal (Hoffstetter, 1952; Sauer, 1971) que Sauer correlacionó con su 2° interglacial. El contacto entre la toba y los Sedimentos Chiche es concordante. Hay lugares donde la geomorfología preexistente está preservada debajo de la Cangagua. Por ejemplo: al Este, el límite de los Sedimentos Chiche está marcado por un rasgo entre el terreno plano constituido por los sedimentos y el terreno más elevado formado por lavas y piroclásticos.

Existen otros sectores (037-884; 840-900) donde se ven abanicos coluviales cubiertos por la Cangagua. La edad no es bien conocida y se dan dos fases de deposición de Cangagua. La primera corresponde a la capa extensa y gruesa. Madera encontrada en la base de la Cangagua sobre los Sedimentos Chiche en la Hoja Sangolquí (84SW), dio una edad radiométrica de más de 48800 años A.P. Hay evidencias arqueológicas (Bonifaz, 1972) que sugieren que la deposición principal ha terminado antes de 12900 años A.P. En este caso, la Cangagua principal es mayormente de edad pleistocénica más superior. La Cangagua de la segunda fase tiene una litología algo diferente. Está compuesta por toba, pero de forma arenosa y hay una sugerencia de dunas eolíticas (936-931; 964-954). Este depósito es interpretado como una fase de deposición tipo Cangagua desde volcanes al Norte, o posiblemente redeposición de la Cangagua preexistente por vientos. La edad de la segunda fase parece ser holocénica.

Depósito lagunar de ceniza (Q_L) (Cuaternario): Un depósito extenso de ceniza lagunar se encuentra en el área del Aeropuerto Mariscal Sucre y se extiende al Sur dentro de la Hoja de Sangolquí (84SW). Está compuesto por cenizas, arenas gruesas, limos y arenas arcillosas bien estratificadas. La secuencia fue probablemente formada en una laguna rellenada por ceniza (Cangagua) y material derivado de las quebradas en el flanco Este del Pichincha. En el parque El Ejido, al Sur, tiene un espesor de 66m y descansa sobre la Cangagua. Un trozo de madera, encontrado más al Sur dentro de la misma secuencia fue datado como 6466 ± 55 años A.P. (Holoceno).

Volcánicos del Pululagua (HP) (Holoceno): Al Norte de la Hoja se encuentran capas delgadas de aglomerado rosado y toba, con afloramientos pequeños de lava, que se originaron del centro volcánico holocénico de Pululagua en la Hoja de Otavalo (83). En esta Hoja, en la zona de San Antonio de Pichincha se presentan aglomerados de más de 6750 años (cubiertos por las terrazas, ver abajo), y cenizas que dan una edad de 2300 años A.P., según determinaciones por el I.G.S., Londres.

Terrazas (t) (Holoceno): La terraza mejor desarrollada se encuentra a lo largo del Río Monjas entre Pomasqui y San Antonio. Se distinguen aquí tres niveles, de los cuales, el superior tiene su superficie a 6m aproximadamente sobre el segundo y 20m sobre el primero. Es posible ver que es una sola terraza disectada y no representa una sucesión de erosión y deposición. En la base de la secuencia está una capa gruesa de lignito, que se puede apreciar claramente cerca de la piscina en San Antonio (850-990) donde el espesor es de 2.5m. Este material fue datado como 6753 ± 60 años A.P. Al Norte, el lignito se divide y es menos potente. Sobre el lignito se presenta una secuencia de 20m de espesor de areniscas gruesas conglomeráticas, cenizas y pómez. El conjunto está bien estratificado y su material probablemente se derivó de las erupciones más recientes del Pululagua.

Ciertas ocurrencias, por ejemplo, las que se presentan a lo largo del Río Uravia (940-910; 980-887), tienen claramente una relación con el drenaje actual; otras, como las del lado Oeste del Río Guayllabamba (870-985; 894-940), son rasgos geomorfológicos relacionados con un nivel alto del mismo río, algunos depósitos en el Valle Interandino, por ejemplo, las de la zona de Oyacoto (900-885), son de Cangagua, retrabajados y disectados. En este sector se observan bien en las fotografías aéreas los resultados de captación del río.

Depósitos lagunares (W) (Holoceno): Ocurren principalmente en la zona de Guayllabamba donde están relacionados con derrumbes; las formas arenas, arenas tobáceas, conglomerados y limos.

Depósitos coluviales (c) (Holoceno): Los depósitos principales de este tipo ocurren en el flanco Este del Cerro Casitagua (830-930) y del Pichincha (790-890). Están constituidos de arena y pómez con un espesor que va hasta 5m.

Depósitos aluviales (Holoceno): Estos depósitos de arenas están relacionados con el drenaje actual y se hallan aún en proceso de formación.

Derrumbes: Los derrumbes más extensos son los de la zona de Guayllabamba. Aparece aquí una serie de cicatrices con pequeños montículos al frente. Entre éstas hay depósitos lacustres que se han formado en las lagunas temporales, producto del deslizamiento. Parece que el límite de los derrumbes, casi un círculo, corresponde al límite de los sedimentos desordenados y probablemente está relacionado con ellos. Da la impresión de que son producto del hundimiento de la depresión de Guayllabamba en una zona de fallamiento complejo, que formó un graben.

ESTRUCTURA

El rasgo dominante es la fosa tectónica interandina que ocupa el centro del mapa. Al Oeste, la Falla Lumbisí forma un límite bien definido, pero al Norte desaparece y el hundimiento pasa a la Falla Guayllabamba. Al Este, la falla marginal se evidencia por el cambio de topografía, pero no puede ponerse con precisión en el mapa. Hay al parecer una falla (Falla Pomasqui) al borde oriental del valle del Río Monjas que es responsable de la formación de la cuenca sedimentaria-volcánica en este sector. Otras fallas, parcialmente cubiertas por depósitos superficiales, existen y pueden ser todavía débilmente activas e inestables (Hall, 1978), especialmente las varias estructuras en la zona de Guayllabamba. Las fallas que cruzan, alrededor de Guayllabamba, parecen haber sido la causa principal de formación del graben y la depresión asociada colapsada, que es de origen tectónico-erosional.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Existen buenas fuentes de material de construcción. Los mejores depósitos son los Volcánicos Indiferenciados y los Sedimentos Chiche cuyas canteras localizadas a ambos flancos del Río Monjas y al Oeste de El Quinche, proveen de lastre y arena. Otros buenos depósitos de arena son las terrazas del Río Monjas, los depósitos coluviales de los alrededores de Las Tolas (825-935) y de la Hacienda El Condado (790-895); a estos hay que añadir los aglomerados de los Volcánicos Indiferenciados al Este de San Antonio (860-987). La piedra pómez que se emplea para la fabricación de bloques livianos, forma una capa constante en la base de la Cangagua. En el sector Río Monjas-San Antonio (851-990) aflora una capa de lignito con un espesor de 2.5m, material que fuera usado en los hornos de caliza de San Antonio.

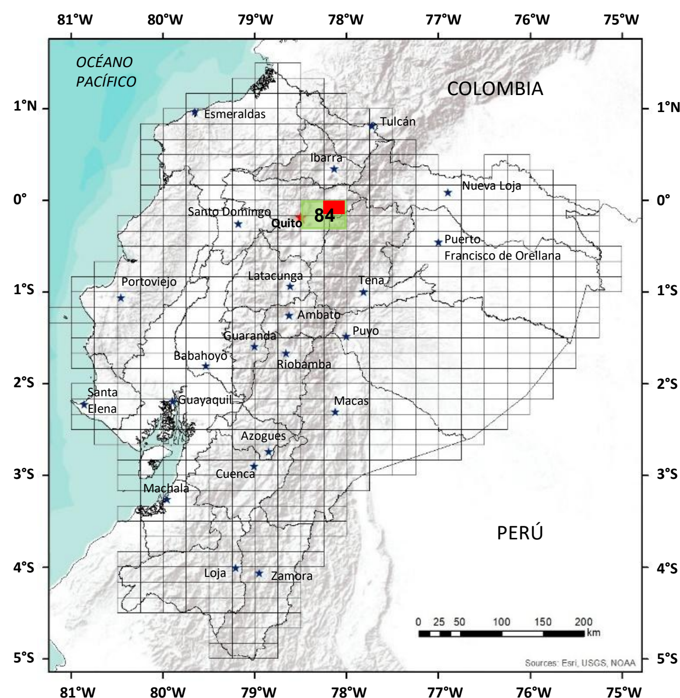
REFERENCIAS

BONIFAZ E. (1972) Microlitos arqueológicos, Quito.

HOFFSTETTER R. (1952) Les mammifères pléistocènes de la République de l'Équateur. Mem. Soc. Geol. Fr. (N.S.), 31. Mem. 66.

SAUER W. (1943) Memoria Explicativa del Mapa Geológico de Quito. An. Univ. Centr., 71 pp. 319-323.

SAUER W. (1965) Geología del Ecuador, Quito.



HOJA GEOLÓGICA-B2 (84NE)
CANGAHUA (2009)

INTRODUCCIÓN

La Hoja geológica No. 84 NE, Cangahua, se encuentra localizada aproximadamente a 30 km al E de la ciudad de Quito, cubriendo zonas de páramo y montaña. Ocupa hacia el E, parte de las estribaciones de la Cordillera Real y en el sector NE, parte de las faldas del Volcán Cayambe. Geográficamente, pertenece a las provincias de Pichincha y Napo.

El área de estudio cubre la Hoja topográfica Cangahua escala 1:50000 y su altitud varía entre los 2600 m.s.n.m. al NO y más de los 4200 m.s.n.m. en la parte Central–Este de la Hoja. El clima en general es frío, típico de páramo. Las estaciones de verano e invierno no son marcadas. Tanto el clima como la vegetación, están condicionados por las diferencias de altura en el área de estudio. Las lluvias en toda la zona, se presentan de febrero a septiembre, se extienden a lo largo del año, acentuándose en los meses de enero y abril, donde se registran las mayores precipitaciones (>190 mm), el total de precipitaciones al año es de 868 mm. y las temperaturas promedio menores a los 14° (Estación Meteorológica Tabacundo), no se presentan épocas de sequía.

El paisaje del área se caracteriza por lomas alargadas con crestas agudas de fuertes pendientes y valles amplios en forma de U con acumulaciones de material morrénico y formación de esporádicas lagunas pequeñas. El patrón de drenaje en la zona es principalmente dendrítico y en forma secundaria radial, en ciertos sectores se puede considerar paralelo y rectangular. Los principales drenajes atraviesan la zona de S a N y en el SO los ríos drenan hacia el O. Hacia el N drenan los ríos Cangahua, Porotog y Guachalá con sus tributarios, hacia el O por las quebradas Quinchucajas, Iguiñaro y el río Yanasacha o Aglla.

Las principales vías de comunicación que atraviesan o sirven de ingreso a la zona de la Hoja son: Arteriales (Quito-Pifo-Yaruquí-El Quinche-Cayambe), colectoras (El Quinche - Oyacachi - Cangahua; Cayambe - Cangahua - Oyacachi; Cayambe - Loma Pambera - Patacocha; Papallacta - Oyacahi - Cangagua), caminos de verano y senderos de ingreso a diferentes haciendas y sitios de la zona de Reserva Ecológica Cayambe-Coca. En general, la zona es accesible por vías carrozables. La parte oriental del área es de acceso limitado haciéndose posible básicamente a pie o en acémilas. La vegetación está condicionada al clima, la humedad y a la altura. La agricultura es de escala productiva y en partes de subsistencia. La principal fuente económica es la agricultura de páramo dedicada a la cebolla, patatas, cereales y legumbres, paralelamente con algo de ganadería de leche y carne. La mayor concentración habitacional se localiza en la población de Cangahua, y en numerosos barrios y caseríos ubicados en sectores no aptos para vivienda pero que la gente se ha adaptado sin contar con los servicios básicos ni comodidades para este fin.

GEOLOGÍA

La geología del área está conformada por rocas de diferentes edades que varían desde el Paleozoico al Holoceno. Se caracteriza por un basamento metamórfico aflorante en la zona oriental en los ríos Natagacho, Rondococha y Sayaro, que cubre un 8% de la superficie mapeada, superpuesta por rocas volcánicas representadas por lavas intermedias con intercalaciones de productos piroclásticos en la parte central y rocas volcánicas jóvenes de tipo andesito-basálticas con recubrimientos piroclásticos hacia el Norte y Oeste, acompañados de depósitos volcano sedimentarios y cuaternarios superficiales que forman terrazas; depósitos glaciares, aluviales y lahares. Investigaciones realizadas en el sector (Hall, 1991 y Mothes, 1997) señalan la existencia en la Hoja de productos volcánicos correspondientes a una gran estructura riolítica denominada Chacana–Yarangala (Ple-Hol), que corresponde a un edificio volcánico muy erosionado de unos 45 Km de largo, cuya extensión comprende desde el Cerro Pambamarca al Norte, hasta el volcán Antisana al Sur, teniendo como límite oriental las estribaciones de Papallacta, y como occidental incluyen las poblaciones de El Quinche, Pifo y Píntag (Hall, 1991). Este edificio presenta una caldera de grandes dimensiones, dentro de la cual ocurren diferentes domos y centros de erupción. Está constituido por productos de por lo menos tres ciclos magmáticos, caracterizados por andesitas, seguido por dacitas y luego riolitas (Hall y Mothes 1997). La formación de la caldera probablemente fue provocada como resultado de la gran emisión del magma riolítico. Luego se desarrollaron conos andesíticos como el Puntas y el Antisana Viejo (Mothes, 1997). Los centros de emisión estarían controlados por la presencia de fallas de orientación NNE-NE y las de sentido NW, (Hall, 1991). Esta megaestructura volcánica comprende varios eventos o centros volcánicos como: Puntas, Chacana, Puntoguiño, Guambi y volcánicos considerados del tipo fisural: Pucará Chico y Gualimburo. En la presente Hoja se describen cada uno de estos productos volcánicos por separado.

LITOESTRATIGRAFÍA

Unidad Chigüinda (PzCh) (Devónico-Pérmico): Litherland et al. (1994). Constituye parte de las series indiferenciadas Zamora de Kennerley (1973), hoy definida como parte del terreno Continental Loja (Litherland et al., 1994). Comprende cuarcitas de grano fino a medio, filitas negras, esquistos grafíticos, pizarras parte de una secuencia semipelítica. En la zona de estudio no se definió su presencia, sin embargo, en el extremo SE de la Hoja se infiere su ocurrencia con base en los afloramientos encontrados en el río Oyacachi. Fuera de la Hoja en la parte Sur de la Cordillera Real forma un cinturón de hasta 30 km. de ancho. Se asume que se deriva de una cuenca intracratónica y se considera igual a las rocas Carboníferas y Devónicas de la Depresión Perú-Bolivia (Laubacher y Megard, 1985). Esta unidad ha sido mapeada con contactos tectónicos, sobre el complejo de Napas Cuyuja. Una característica especial de esta unidad es su asociación cercana con el granito Tres Lagunas. Su edad ha sido considerada como Devoniano a Pérmico (Litherland et al, 1994).

Unidad Agoyán (PzAg) (Paleozoico): Litherland et al. (1994). Afloramientos de esta unidad fueron observados al Este de la Loma Rodeo Pamba en el Río Sayaro (UTM: 830692; 9993426) con una litología caracterizada de esquistos moscovíticos con pirita diseminada, vetillas de cuarzo estéril, manchas de limonita y una foliación (115°/43°); al N de la Loma Sunicocha (UTM: 831150; 9995025) ocurren igualmente esquistos moscovíticos con pirita diseminada, con una foliación 85°/71°. En general, esta unidad se caracteriza por la presencia de esquistos pelíticos y gneises de grano medio-grueso (paragneis). Los contactos con las unidades adyacentes no fueron observados, sin embargo, están considerados como tectónicos, desconociéndose en el sector su verdadero espesor. Al igual que la unidad Chigüinda, está estrechamente relacionado con el Granito Tres Lagunas. Al Sur de la Hoja, al Este de Papallacta en el Río Chalpi, ocurren cantos de gneis con pequeñas vetas de granitoides; evidencias de una incipiente migmatización. La edad ha sido determinada por diferentes métodos con resultados diferentes, considerándose de forma probable la verdadera edad de depositación de la unidad Agoyán como Paleozoica similar a la unidad Chigüinda (Litherland et al., 1994).

Unidad Granitoide Tres Lagunas (T_3TL) (Triásico): Litherland et al. (1994). Conocido como Granito Tres Lagunas o Granito de Cuarzo Azul, es la principal unidad ígnea del terreno Loja, pero ocurren también fuera de él como pequeños bloques tectónicos (Aspden et al., 1992). Se encuentra asociado con las rocas metasedimentarias de las Unidades Chigüinda y Agoyán en toda la Cordillera Real y sus contactos se infieren como tectónicos. Litológicamente incluyen monzogranitos y granodioritas con cuarzo-feldespato de K-plagioclasa-biotita; el granate es un accesorio común con cristales rosados vistos al Sur de la Hoja, entre Papallacta, Oyacachi y Cangahua. En los, afloramientos localizados al Sue del río Sayaro (UTM: 831699; 9992210), el granito Tres Lagunas contiene clorita, cuarzo, moscovita fina bandeada, con recristalización de cuarzo y alteración de los feldespatos (plagioclasas), la foliación mantiene una dirección N-S y su buzamiento es de 75° hacia el E. En la Quebrada Moras Chupe o El Salto (UTM: 827570; 9989800), se encuentra un cono de deyección, cuyos clastos constituyen el 100% de granitoide con diámetros que oscilan entre 5 cm a 100 cm. La edad del granitoide, por análisis de isótopos de Pb en circón dan una edad de 227.6 ± 3.2 Ma que corresponde al Triásico Superior Tardío, Carniano (Litherland et al., 1994). Esta unidad ha sido interpretada como granitos tipo "S". "La diversa mineralogía metamórfica hace difícil conciliar todas las variedades dentro de una misma unidad producida por metamorfismo dinámico. La presencia de sillimanita, cordierita, granate sugiere un metamorfismo regional de alto grado y el amplio rango de edades K-Ar apuntan hacia eventos metamórficos bastante más jóvenes que la intrusión cuya edad está bien definida por la isócrona de Pb" (Duque P., 2000).

Formación Pisayambo (N_2Pisa) (Mioceno Superior o Plioceno): Kennerley (1971). Rocas incluidas en la Unidad Pisayambo afloran al E de Cangahua, ocupando un 4% de la superficie mapeada. Al Este de Ugstaloma, (UTM: 825833; 9993405), consisten en capas de volcanosedimentos constituidas de tobas ácidas sobreyacidas por areniscas de grano grueso (20 cm de espesor) y hacia arriba areniscas, brechas, areniscas de grano medio fino y estratos finos de limolita con una coloración gris clara, presenta una estratificación de 282°/16°, la potencia a la vista sobrepasa los 200m. En el Río Guachalá (UTM: 825949; 9993733), afloran tobas ácidas de coloración amarillento, masivas con pocos líticos de lavas con un diámetro menor a 20 cm. con presencia de vetillas de óxidos, su matriz presenta cristales de cuarzo, máficos y plagioclasa. El espesor total probablemente sobrepasa los 2000 m y se considera que pertenece al Mioceno Superior o Plioceno (Baldock, 1982). Barberi et al. (1988), sugieren que la parte basal de la Pisayambo es de 6 Ma, coincidiendo con una edad post-plegamiento al fin del Mioceno (Hall y Beate 1991).

Formación Pisque (N_2Psq) (Pleistoceno Inferior): DGGM (1977). Aflora al NO de la Hoja de estudio, en la margen izquierda del río Pisque, ocupando un porcentaje mínimo de la superficie mapeada, la Formación Pisque Superior, está constituida de una secuencia interestratificada de ceniza y toba de coloración rojiza, asociada a una secuencia piroclástica, que empieza como tobas competentes de coloración anaranjada para luego pasar a estratos arenáceos de color gris interestratificados, según Villagómez (2003). Su potencia está estimada entre 600 a 1000 metros. La edad de esta Formación es considerada Pleistoceno Inferior por DGGM (1977, 1982), la misma edad fue sugerida por Ego y Sebrier (1996).

Volcánicos Puntas (Q_1Pun) (Cuaternario): Afloran en el extremo SO de la Hoja Cangahua y continúa al NO de la Hoja Oyacachi, forma un amplio cráter conocido como Volcán Puntas (4452 m.s.n.m.), cubre un 10% de la superficie cartografiada, se presenta hacia su interior con murallas escarpadas que circundan el cráter. Afloramientos representativos se encuentran en la parte Sur de la Quebrada Domínguez (UTM: 806338; 9983058) y en la Loma Chumillas (UTM: 804565; 9986828) (Hoja topográfica El Quinche). El Puntas está caracterizado por andesitas porfiríticas, medianamente magnéticas, se presentan de color gris o gris verdoso, estructura masiva y textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa, tipo (andesina–labradorita), algo caolinizada, junto a agregados granulares de piroxenos, acompañados de minerales opacos, cementados por una matriz compuesta de microlitos de plagioclasa, vidrio volcánico, con textura hialopilítica, pertenecientes a la serie de lavas andesito-piroxénicas. Los flujos lávicos observados en el campo y las fotografías aéreas ilustran que la dirección del flujo fue hacia el NO y SO de su centro emisor.

Volcánicos Pambamarca (Q_1Pam) (Cuaternario): Su forma es de un cono aislado, fuertemente truncado. El Pambamarca está constituido de dacita y perlita. Están recubiertos por material tobáceo y cenizas (Cangahua del último período interglaciar (Bermúdez, 1982)). Las lavas en el sector Potrocunga (UTM: 814352; 9992012) son de color gris a gris oscuro, estructura masiva, con presencia de fenocristales de plagioclasa frescos y zonados, tipo Andesina-Labradorita. Parcialmente con orto, clinopiroxeno y en ciertos casos anfíboles como minerales formativos, acompañados de agregados cristalinos de cuarzo-feldespatos y minerales opacos como accesorios, cementados por una matriz cristalina compuesta de microlitos de plagioclasa y vidrio volcánico, dando lugar a texturas microlítica-hialopilítica, alterados por procesos de desvitrificación y enriquecimiento de óxidos de hierro. Al Oeste del sitio Quito Loma (UTM: 809382; 9988386) a 3500 m.s.n.m. sobresale un afloramiento de toba riolítica intercalada con bandas de composición silícea de color gris, tiene una dirección E-O y un ángulo de buzamiento de 48° hacia el S, se incluye dentro de los productos volcánicos Pambamarca. En general, las lavas son de tipo transicional, cambiando de andesitas piroxénicas-anfibólicas-biotíticas a dacitas. El espesor observado en la Qda. Iguiñaro (UTM: 804565; 9986828) es de aproximadamente 20 a 30 m, sin embargo, datos de Bermúdez (1982) indican espesores que sobrepasan los 200 m.

Volcánicos Gualimburo (Guanimburo) (Q_1Gual) (Pleistoceno): Corresponden a productos volcánicos del Volcán Gualimburo, cuyos afloramientos se localizan centro-este de la Hoja, al Norte de la población de Oyacachi en las márgenes de la Qda. Huanimburo Huaycu y Río Pisambilla, continúan hasta las Lomas Silla Guarcuna y Yanacocha al SE de la Hoja, extendiéndose hacia el N, hasta el E de la Loma Chocolatera, hasta la confluencia de los ríos Porotog y Guachalá. Se presenta como un cuerpo de aproximadamente 15 km × 9 km, no se han identificado centros emisores de los productos volcánicos, su origen podría ser considerado como de tipo fisural como parte del volcán Chacana. Las lavas presentan un rumbo N-S, son de color gris, estructura masiva, con fenocristales de plagioclasa caolinizado, microscópicamente los cristales de plagioclasa (andesina-labradorita), se presentan totalmente frescos, junto a agregados granulares fracturados de piroxenos, como minerales principales, acompañados de minerales opacos esporádicos como secundarios. Se hallan cementados por una matriz cristalina, compuesta de microlitos de plagioclasa y vidrio volcánico, configurando una textura hialopilítica, definiéndola como lavas andesíticas con piroxenos. Hacia el S en la Qda. Gualimburo, en el Cerro Rayo Cochapamba (UTM: 820929; 9985828) afloran andesitas porfiríticas levemente magnéticas y muy porosas, de coloración gris claro con abundante cuarzo y feldespatos. Microscópicamente, está compuesta de fenocristales de anfíboles, piroxenos, feldespatos zonados y cuarzo con una textura porfirítica en una matriz vítrea fluidal. Las rocas están diaclasadas, con dirección predominante de azimut y buzamiento de 125°/30°. La potencia de estos productos volcánicos sobrepasa los 60m según lo observado. De acuerdo con Bermúdez (1982) en el sitio de afloramiento de Gualimburo, la potencia supera los 300 metros. Su edad, es considerada como Pleistocénica.

Volcánicos Pucará Chico (Q1PCh) (Cuaternario): Aflora al SSO de la Hoja, a más o menos 9 km. al S de la población de Cangahua y al NO de Oyacachi. Bermúdez (1982), describe que en la Loma Quimerla (UTM: 818300; 9981400) fuera de la Hoja, hay una variación importante con respecto al aumento del grado de acidez y composición mineralógica de la roca, aquí se presenta de color gris claro con intercalaciones de 2 a 3 metros de arena volcánica, de grano grueso, estratificada, estimando en el afloramiento una potencia total superior a 120 m. Estos productos volcánicos avanzan hacia el occidente de la Loma Yana Urcu y continúan hacia el Sur dentro de la Hoja Oyacachi, cubriendo en la Hoja Cangahua, menos del 5% de la superficie mapeada. De acuerdo a Hall y Mothes (1996) esta Formación se puede presentar en forma estratificada en los sectores planos y cubriendo periclinalmente las colinas y montañas.

Sedimentos Chiche (Q_1SCh) (Cuaternario): El nombre ha sido tomado de la Unidad tipo que ocurre en los flancos del río Chiche, localizado en el sitio de cruce con la carretera Tumbaco–Pifo, (DGGM, 1977), caracterizada por: conglomerados, areniscas gruesas interestratificadas con tobas y capas de ceniza. En la Hoja Cangahua, aflora en un mínimo porcentaje en su extremo NO, en las márgenes del Río Pisque y quebradas aledañas. Corresponde a conglomerados con cantos de forma redondeada y subangular de diámetros que oscilan entre 1 a 5 cm de composición andesítica, con tonalidades que varían de gris claro a rojizo. Esta unidad está conformada por tobas aglomeráticas con arena de granulación gruesa a media de color gris de 5 a 10 cm de espesor. Por datación radiométrica realizada en un pedazo de madera localizado en los conglomerados de los Sedimentos Chiche (Río San Pedro, Hoja Sangolquí), por el Institute of Geological Sciences of London, se definió como de más de 48800 años que correspondería a una edad Pleistocénica. El espesor en la localidad tipo sobrepasa los 120m.

Volcánicos Cayambe (Q_1Cay) (Cuaternario): Afloran principalmente al NE de la Hoja y en una superficie pequeña al N-NO de la misma, se tratan de productos eruptivos del volcán Cayambe con mantos lávicos que mantienen una dirección predominante N-S, extendiéndose hasta la unión del río Sayaro con la Qda. de Yacupugu. En general, las lavas se presentan de color gris-oscuro, de grano fino a medio, estructura masiva, textura afanítica y en casos porfirítica, con fenocristales de plagioclasas y piroxenos en una matriz vidriosa. Existe un predominio de estructuras columnares, definidas como rocas transicionales andesíticas-piroxénicas-anfibólicas, con cierto grado de fracturamiento y alteradas por procesos de cloritización y caolinización. En el Cerro Turupamba (UTM: 829289; 9998511), la andesita es microporfirítica de coloración gris, con plagioclasas frescas, textura masiva. Según Samaniego et al. (2004), estos flujos lávicos son definidos como provenientes del volcán "Viejo Cayambe" es decir de la parte occidental del complejo volcánico Cayambe, constituido por restos asociados a un antiguo edificio, conformados por lavas, brechas volcánicas aglomerados, piroclastos, flujos de lodo y escombros (lahares), recubiertos en gran parte por piroclastos (fragmentos de pómez de color blanco-amarillento UTM: 820954; 9998634) y en partes intercalados con cangahua eólica. De acuerdo al mismo autor, la sucesión de flujos de lava, en su mayoría son de composición andesítica, el final de esta sucesión está marcada por una fase más ácida, definiéndose como flujos de lava de composición dacítica, dirigidos hacia el lado suroccidental con una importante actividad piroclástica de composición riolítica. La potencia de los volcánicos Cayambe, no es bien definida, pero se ha estimado en la hoja sobrepasa los 1400 m. La edad es considerada del Pleistoceno tardío y más Holocénica (Hall y Mothes, 1994).

Formación Cangahua (QC) (Cuaternario): Aflora en gran porcentaje (<30% de la superficie mapeada), en la zona centro-occidental de la Hoja, localizándose sobre ésta la población de Cangahua. Constituida principalmente de material fino endurecido compuesto de volcánicos (cenizas y lapilli) de color blanco amarillento (caqui-anaranjado o café pardusco), alterados por los procesos comunes de meteorización. Al E de la Loma Alonur (UTM: 821125; 9998288), aflora una discordancia angular entre unas capas subhorizontales (Estratificación 230°/28°) de pómez en la base, sobreyacida por capas inclinadas del mismo material, la pómez se presenta de grano grueso con un diámetro menor o igual a 3 cm., enriquecida por plagioclasas con niveles de Cangahua, que presenta una coloración café ocre, esta Formación se encuentra discordante sobre los volcánicos Cayambe. En sectores como en el SE de Minarumi (UTM: 819963; 9991709) y en el sector San José (UTM: 819269; 9994764), ocurren piroclastos (lapilli, pómez y obsidiana), formando capas de potencia menor a 5m. Su composición según Vera y López (1986), es de vidrio volcánico alterado más minerales volcánicos como: plagioclasa, hornblenda, piroxeno, magnetita, feldespato-K, augita, biotita y cuarzo. Es característico de esta Formación la presencia de capas de pómez en dos horizontes principales hacia su tope, considerados como depósitos de nubes ardientes (Bristow y Hoffstetter, 1977 y Baldock, 1982). El espesor es variable según la distancia de la fuente, en sectores se incrementa de E a O, haciéndose más potente cerca de Pifo al SO de la Hoja disminuyendo otra vez hacia el O y S, que refleja el posible aporte fuerte del Volcán Chacana contemporáneo a las glaciaciones de la Cordillera Real (Hall y Mothes, 1996). Bermúdez (1982), estima una potencia superior a los 150 m en los afloramientos al O de Cangahua. Esta Formación ha sido calificada únicamente del Pleistoceno sin que se tengan edades Holocénicas (Clapperton, 1990).

Depósitos glaciares (dg): Se localizan al E, SE y SO de la Hoja Cangahua, denominados glaciares de valle, depositados en las laderas y a lo largo de los valles en forma de "U", como en la Qda. Avi Cocha, ríos Rondococha, Pisambilla y Sayaro, Qdas. Moras Chupe o El Salto, Huanimburo Huaycu, Yangureal, Yacupugu, Iguiñaro entre otros. En los depósitos morrénicos ubicados a lo largo de los valles (UTM: 828364; 9988700 y 828500; 9986800) se puede apreciar el material constituido por clastos dispuestos caóticamente de diámetros variables entre 2 y 50 centímetros y en el río Rondococha aparecen bloques de 2 a 3 m de origen metamórfico, cementados en una matriz limo arcillosa, con potencias que sobrepasan los 10 m. La presencia de circos glaciares es evidente en fotografías aéreas, se localizan en áreas planas y en las cabeceras de los glaciares de valle.

Terrazas aluviales (ta): Fueron reconocidas básicamente al NO de la Hoja y al NE y N de Cangahua, en los lechos de los ríos Cangahua y Porotog. Al SO de la Loma Chocolatera (UTM: 820251; 9996049), las terrazas sobrepasan los 6 m, de potencia. Litológicamente comprenden bloques y gravas sueltas de origen volcánico. Su granulometría está comprendida entre 0.3 m hasta bloques mayores de 1.5 m y en sitios favorables para la depositación de la fracción fina (arenas y limos) en capas con espesores muy limitados (menores a 0.30 m).

TECTÓNICA

Fallas grandes no fueron observadas en el campo, sin embargo, en el sector de Loma Alomur (UTM: 820954; 9998634), existen dos fallas normales (305°/58° y 355°/70°), con un salto de falla de 3 m, entre cangahua y pómez, de la Formación Cayambe que localmente indican una evolución extensiva del sector.

Al NE del sector de Yacuchupa (UTM: 826125; 9993352), se observa una variación en la morfología debido a procesos tectónicos, situación que se verifica en los cambios de cota (± 100 m de diferencia) de la litología de este sitio (tobas volcánicas y brechas), en el mismo sector, resalta la presencia de basculamiento en la estratificación (335°/20° y 285°/16°) de la Formación Pisayambo. El análisis de la imagen satelital (Landsat) que cubre el sector ha permitido definir algunos rasgos estructurales presentes en la zona de estudio.

Los lineamientos interpretados sugieren la presencia de fallas, en los sitios y direcciones representadas en el mapa, algunas de estas estructuras de carácter regional, coinciden con rasgos tectónicos interpretados por Litherland et al. (1994), como contactos entre las unidades metamórficas durante la investigación de la Cordillera Real, cuya orientación oscila entre N10°E y N15°E. Las estructuras se localizan en la zona Central y Este de la Hoja, que corresponden a fallas inferidas. Las direcciones preferenciales de estas estructuras son NE-SO con segmentos asociados que en algunos casos tienen dirección N-S, un limitado grupo mantienen una dirección NO-SE.

GEOLOGÍA HISTÓRICA

Las rocas más antiguas reconocidas en el área de estudio son metasedimentos. Litherland et al. (1994), se refieren a ellos como pertenecientes al terreno Loja; interpretados como sedimentos del Paleozoico Tardío que fueron afectados por una orogenia Triásica. Durante este período, las rocas sedimentarias semipelíticas que conforman las Unidades Chigüinda y Agoyán, que constituyen el basamento de la Cordillera Real, han sufrido fuertes plegamientos y la transformación de las mismas como consecuencia de un metamorfismo regional. Posiblemente relacionado al rompimiento de Gondwana occidental se originó un cinturón regional de plutones tipo "S" como el granito Tres Lagunas, que también ha sufrido transformaciones metamórficas principalmente en el Triásico. Estos eventos fueron seguidos por procesos normales de subducción, continuando el levantamiento de la zona montañosa y produciéndose una fuerte actividad volcánica durante el Mioceno y Plioceno, la erosión y transporte del material hacia ambos lados de la Cordillera Real, depositándose estos en extensas cuencas localizadas al E y O de la misma, como la Formación Pisayambo. Durante el Pleistoceno, continúa la actividad eruptiva de los volcanes circundantes Puntas, Pambamarca, Gualimburo, Pucará Chico y Cayambe, depositándose material volcánico y sedimentario. La actividad de los mencionados volcanes continúa en el Holoceno y sus productos que constan principalmente de lavas andesito-basálticas y en parte dacíticas, cenizas, bombas, tobas y lapilli cubren áreas muy extensas que sobrepasan los límites de la zona de estudio, culminando en el Pleistoceno tardío al Holoceno con la depositación de la Unidad Cangahua y simultáneamente la formación de depósitos glaciares. En conclusión, el paisaje que se observa actualmente es el resultado de la acción geológica desarrollada durante el levantamiento de la cordillera seguidos de fenómenos de erosión y de remoción en masa que han modificado y siguen cambiando la topografía de la zona.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

En la Hoja Cangahua, a octubre de 2006, la DINAMI (Dirección Nacional de Minería), no tiene catastradas áreas mineras. El 30% de la parte Sur de la Hoja corresponde a la Zona de Reserva Ecológica Cayambe-Coca, (173.6 km^2 de un total de 532 km^2), que en la actualidad no permite un normal desarrollo de cualquier actividad minera. Los depósitos volcánicos son aptos para el aprovechamiento de materiales de construcción (ripio, arena, lastre, piedra bola, laja, basílica, chispa, ornamentales y talladas). En la Hoja no se realiza exploración ni explotación de minerales metálicos, aunque no se descartaría la posibilidad de encontrar mineralización dentro de la zona SE por los indicios de minerales metálicos conocidos al NE de la Hoja Oyacachi. La Formación Cangahua mantiene especial importancia como minerales industriales (no categorizados ni evaluados), ésta ha soportado una intensa meteorización, dando lugar a la formación de capas de arcillas café-amarillentas-gris obscuras con material orgánico (chocoto) utilizadas para tapiales y muy poco en la elaboración artesanal de adobes y ladrillos. Lapilli (pómez) es usado como materia prima para la elaboración de bloques con cemento de una producción a baja escala (UTM: 819963; 9991709). Existen además depósitos pequeños de arena y grava en sitios con limitado acceso carrozable. En esta Hoja no se registraron fuentes de aguas termales.

REFERENCIAS

BALDOCK J. W. (1982) Geología del Ecuador. Boletín de la Explicación del Mapa Geológico (1:1.000.000) de la República del Ecuador. Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos, Quito,54 pp.

BERMÚDEZ RAMIRO (1982) Geología de la Hoja de Cangahua (Tesis de Grado).

CLAPPERTON, CHALMERS M. & VERA RAMÓN (1986) The Quaternary Glacial Sequence in Ecuador: A Reinterpretation of the Work of Walter Sauer.

DUQUE P. (2000) Breve Léxico Estratigráfico del Ecuador. Impresora Flores, Quito, 75 pp.

HALL M. & BEATE B. (1991) "El Paisaje volcánico de la Sierra Ecuatoriana", El Volcanismo Plio-Cuaternario en los Andes del Ecuador, Corporación Editora Nacional, Colegio de Geógrafos del Ecuador, Quito Ecuador.

HALL M. & MOTHES P. (1994) "Tefroestratigrafía Holocénica de los Volcanes Principales del Valle Interandino, Ecuador", Contexto Geológico del Espacio Físico Ecuatoriano, Estudio de Geografía 6.

LITHERLAND M., ASPDEN A. & JEMIELITA R. (1994) Geological and Occurrence Maps of the Northern Cordillera Real Metamorphic Belt, Ecuador. Escala 1:500000 CODIGEM, BGS.

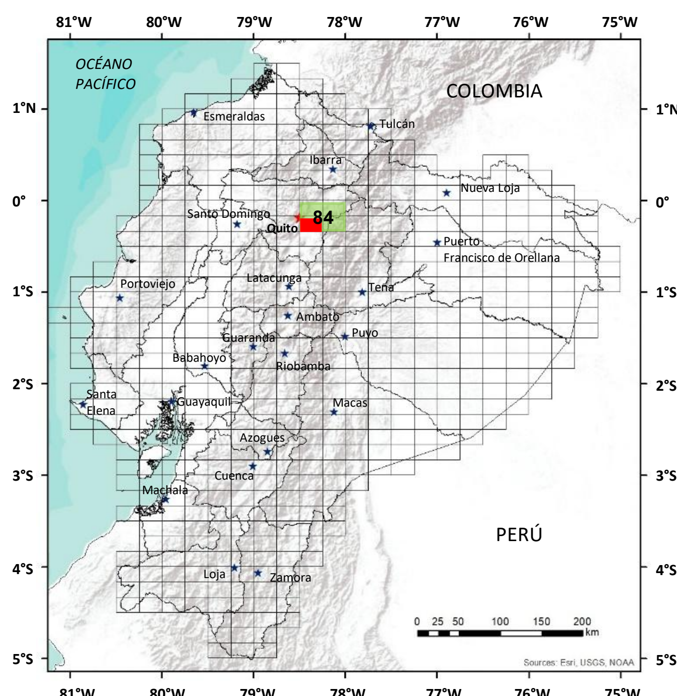
LITHERLAND M., ASPDEN A. & JEMIELITA R. (1994) The Metamorphic Belts of Ecuador, Overseas Memoir 11. British Geological Survey Northern Great Britain.

LITHERLAND M., ASPDEN J., BERMÚDEZ R. & VITERI F. (1986) "Informe Técnico de la Comisión Efectuada a Papallacta – Baeza". Misión Británica, INEMIN.

MINARD L. HALL & HUGO YEPES, (1980) "Fallamiento y Actividad Microsísmica en el Valle Interandino, Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador.

MINARD L. HALL & PATRICIA MOTHES (1997) "La Caldera Chacana – El Centro Riolítico más Grande de los Andes Septentrionales", Politécnica Nacional, Ecuador, 1997.

SAMANIEGO P., EISSEN P., MONZEIR M., ROBIN C., ALVARADO A. & YEPES H. (2004) "Los Peligros Volcánicos Asociados con el Cayambe, Instituto Geofísico de la Politécnica Nacional, IG, Instituto Francés de Investigación Para el Desarrollo, IRD, Corporación Editora Nacional.



HOJA GEOLÓGICA-B3 (84SW)
SANGOLQUÍ (1980)

INTRODUCCIÓN

La Hoja de Sangolquí incluye parte de la ciudad de Quito y el Valle de los Chillos que se extiende al Este. La zona está limitada al Este por la Cordillera Real. La altitud varía entre 2160-4200m. El drenaje se dirige al Norte hacia el Océano Pacífico principalmente por los ríos Machángara, San Pedro y Chiche.

GEOLOGÍA

Todas las rocas aflorantes son plio-cuaternarias. Un sesenta por ciento del mapa está cubierto por Cangagua (ceniza). A veces la geomorfología del terreno pre-Cangagua está preservada, y en ciertos casos es posible fijar un contacto cubierto debajo de la Cangagua.

Volcánicos indiferenciados (Pv) (Plio-Pleistoceno?): En el lado oriental hay afloramientos muy extensos de lavas y piroclásticos. En el Norte, alrededor de Cotourcu (025-765), las rocas se presentan divididas en dos unidades: la inferior formada principalmente de piroclásticos, y la superior de lavas andesíticas porfiríticas. No se conoce exactamente la disposición de estas rocas, pero parece que tienen un buzamiento débil al Oeste. Tampoco el espesor es conocido, pasa de los 500m. Son probablemente de edad pliocénica superior hasta pleistocénica y quizás son equivalentes a las volcánicas similares al Sur, las cuales pertenecen a la Formación Pisayambo (Hoja de Latacunga (67)); es posible que en esta Hoja se originaron del Volcán erodado de Puntas (4452m).

Volcánicos Puntoguiño (P_P) (Pleistoceno): Nombre tomado del Cerro Puntoguiño (050-680) en el Sureste del mapa. Están constituidos de una lava laminada afanítica con numerosas inclusiones de bolas de obsidiana de 4 a 5mm de diámetro. En las fotografías aéreas se notan evidencias de flujo y la presencia de grietas. En el campo se encuentran láminas de minerales que forman filos prominentes, paralelos a los flujos propuestos, con buzamientos verticales o fuertes. La litología varía; a veces se ven feldespatos hasta de 7-8mm de largo, y hay ocurrencias sin feldespatos. En lámina delgada los feldespatos son anhedrales y tabulares y están identificados como oligoclasa. La magnetita está presente como accesorio. El vidrio, según su índice refractario, tiene 73% de sílice.

Volcano-sedimentos Machángara (P_M) (Pleistoceno): Nombre tomado de los afloramientos expuestos en el valle del Río Machángara en el Noreste del mapa, pero hay también buenos afloramientos en la carretera nueva, Quito-Tumbaco. Es una secuencia de lavas, aglomerados, tobas y sedimentos generalmente mal clasificados, pero estratificados. Una lava extensa, tipo andesita piroxénica porfirítica, masiva o laminada, se ve bien en las canteras al lado de la carretera Quito-Tumbaco (820-790) y al Este (824-792), en la cascada de la Quebrada Batán Grande (816-790) y en las canteras, a poca distancia, al Sur (816-788). Existen otras ocurrencias de lava en el cauce del Río Machángara (821-785 y 813-755). Los sedimentos (arenas tobáceas y aglomeráticas) en la zona de la Quebrada Batán Grande tienen un buzamiento general al Oeste de 10°. Más al Sur, alrededor de Rayaloma (790-754), los sedimentos presentan un aspecto horizontal y en este mismo sector se observan conglomerados redondeados, pero mal clasificados, compuestos de lava andesítica interestratificada con toba de grano grueso. La base de la secuencia ya no está expuesta. El espesor pasa de los 300m.

Volcánicos Guayllabamba (P_B) (Pleistoceno): Es una unidad que se describe al hablar del cañón del Río Guayllabamba en la Hoja de El Quinche (84NW). Hay solamente un afloramiento pequeño (880-813) en el límite Norte de esta Hoja. Se observa aquí un aglomerado grueso sin estratificación, con bloques grandes de lava porfirítica. En el fondo del río se presenta un afloramiento de lava. Dentro de la Hoja afloran solamente 40m, pero hay evidencia en la Hoja de El Quinche (84NW), al Norte; que el espesor total de estos volcánicos es mayor; posiblemente subyacen una zona extensa en el centro de la Hoja, donde están cubiertas por depósitos más jóvenes.

Sedimentos Chiche (PCh) (Pleistoceno): El nombre está tomado del Río Chiche, de fácil acceso y con buenos afloramientos. Uno de los mejores sitios para verlos está en la carretera Tumbaco-Pifo donde cruza el Río Chiche (928-778). En este sector no se ve la base porque los sedimentos forman la base del Río Chiche y de sus afluentes hasta el límite del mapa. También están bien expuestos en el Río Guambi al Este y en el Río San Pedro al Oeste. En esta Hoja los sedimentos consisten en conglomerados redondos, arenas gruesas duras y capas de ceniza y tobas bien estratificadas.

En el valle del Río San Pedro, cerca de Guangopolo, se encontró un pedazo de madera (832-717) encima de una secuencia de conglomerados y arenas tobáceas y debajo de la Cangagua. La madera fue datada radiométricamente por el Institute of Geological Sciences, Londres, como de más de 48800 años (Pleistoceno superior). El espesor en la localidad tipo pasa de los 120m. Parece que el contacto con la Cangagua es transicional.

Volcánicos Ilaló (P_I)(Pleistoceno): El volcán extinguido de Ilaló se localiza en el centro del mapa. Todos sus flacos están cubiertos por la Cangagua y es difícil precisar cuál es la relación entre los volcánicos del cerro y los Sedimentos Chiche, pero parece que son más jóvenes. El cerro está compuesto por una secuencia de lavas y aglomerados. Por ejemplo, en el flanco Suroriental (893-705) aflora un aglomerado con elementos hasta de 0.5m de diámetro en una matriz tobácea. Unos metros al Noroeste aflora una andesita porfirítica laminada que pasa arriba en bloques. El espesor de las volcánicas es desconocido, pero la cima del cerro está a unos 600m más alto del Valle de los Chillos.

Volcánicos Nuñurcu ($P_Ñ$) (Pleistoceno): En la parte suroriental del mapa, en la zona de la Hacienda el Inga (968-668), se observa un rasgo geomorfológico que es, al parecer, una corriente de andesita microporfirítica extendida sobre los Sedimentos Chiche, pero debajo de la Cangagua. Los afloramientos de esta unidad solamente aparecen en la Quebrada Ishpingohuaicu profunda y en la Quebrada Marcohuaicu. El límite oriental no parece muy claro; posiblemente tiene una relación con el cerro Nuñurcu (017-655).

Volcánicos Guambi (P_G) (Pleistoceno): Al Este del mapa hay dos coladas de andesitas contemporáneas a la deposición de parte de la Cangagua. Los rasgos de flujo son muy evidentes en las fotografías aéreas, y el terreno irregular de las lavas sobre el terreno plano, donde la Cangagua está sobre los Sedimentos Chiche, es muy claro. En las partes centrales de las coladas cerca de la Hacienda Coniburo (010-738) y Hacienda Mulaucu (982-722) las lavas están limitadas por paredes verticales que parecen estar formadas a manera de un tubo. Pudo ocurrir que las partes exteriores se solidificaron primero, quedando la lava como corriente dentro del tubo; cuando aquella salió de éste, el tope colapsó y quedaron las paredes verticales. Hay una capa que varía entre 2 y 10m de Cangagua sobre estas corrientes, lo que hace suponer que se formaron durante la deposición principal de la Cangagua, en el Pleistoceno superior.

Volcánicos Pichincha (Q_P) (Pleistoceno): En la esquina Noreste existe una pequeña extensión de los Volcánicos Pichincha, cubiertos por Cangagua.

Cangagua (Q_C) (Cuaternario): La cangagua es un depósito de toba y ceniza bastante extenso y con una litología constante sobre todo el terreno. Forma un manto generalmente de unos 30m que descansa sobre la superficie antigua, pero al Sur la potencia pasa a los 100m. Ahora se ven las rocas antiguas principalmente en los lugares donde los ríos y quebradas han cortado la Cangagua, o en escarpas de fallas. Hay lugares donde la geomorfología preexistente está preservada debajo de la Cangagua. Por ejemplo, en el Este del Valle de los Chillos el límite de los Sedimentos Chiche está marcado por un rasgo entre el terreno plano constituidos por los sedimentos y el terreno más elevado formado por lavas y piroclásticos. Existen otros sectores (960-645) donde se ven conos coluviales cubiertos por la Cangagua. La litología predominante es de toba de grano medio y color café-amarillo. Entre las capas inferiores se presentan dos capas principales de pómez: la inferior de 2-4m de espesor, separada de la superior, de 1-2m, por una capa de Cangagua también de 1-2m. Las capas basales de la Cangagua en la zona del Río Chiche y a lo largo del valle del Río San Pedro están bien estratificadas y son más variables que las superiores. Éstas forman la transición entre los Sedimentos Chiche y Cangagua, y parece tratarse de depósitos de toba y ceniza caídas en una laguna sobre los sedimentos. En ocasiones, la deposición del material eólico en el agua fue interrumpida por la deposición de sedimentos de arena y conglomerados. En la Cangagua lacustre (Hoffstetter, 1952; Sauer y Putzer, 1971), de la zona del Río Chiche (927-778) existen restos de vertebrados (*Equus (Amerhippus) martinei* (Spillen), *Palaeolama crassa* (Hoffst). La edad no es bien conocida. La madera encontrada debajo de la base de la Cangagua dio una edad de más de 48800 años A.P. Hay evidencias arqueológicas (Bonifaz, 1972) que sugieren que la deposición principal ha terminado 12900 años, o posiblemente 21600 años A.P. En este caso la Cangagua principal es de edad pleistocénica superior. Corresponde en su mayoría a la Cangagua eólica moderna de la tercera interglaciación de Sauer (1943). Las capas superiores tienen bolas de Cangagua y probablemente una edad Holocénica.

Depósito lagunar de ceniza (Q_L) (Cuaternario): En la zona de Quito existió una cuenca lacustre. Parece que hubo una laguna que fue rellenada por ceniza y material coluvial acarreado desde el flanco oriental del Pichincha. El depósito está constituido de ceniza feldespática, arena arcillosa, conglomerados finos, capas de pómez y capas vegetales, todos bien estratificados. En excavaciones generalmente no se ve más de 10m, pero en un pozo de agua en el parque El Ejido (786-774) el espesor es de 66m y descansa sobre la Cangagua. En un sitio parecido, al Sur de la ciudad, un trozo de madera fue datado por el Institute of Geological Sciences, Londres, como 6466 años A.P. (Holoceno). Corresponde a la cuarta glaciación de Sauer (1943).

Tilita (gt) (Cuaternario): En la esquina Sureste, en las quebradas Encañada y Guamaní (040-645) y en la parte alta de Río Guambi (060-738), el terreno se presenta ondulado, pantanoso, en un valle amplio, con rasgos típicos glaciales, y está cubierto por depósitos de tilita.

Lahar (lh) (Holoceno): En la zona Norte de Sangolquí, con dirección a Cumbayá, hay una capa con espesor variable de 0-4m de bloques, cantos y piedras en una matriz tobácea y sin estratificación. Se cree que tiene su origen en el derretimiento de la nieve del Cotopaxi durante una erupción Holocénica. Más al Sur de la Hoja se ve la continuación de esta capa de lahar hacia el Cotopaxi y en esta dirección los bloques son más grandes.

Terraza (indiferenciada) (Holoceno): En la zona de San Vicente (840-810) existe un depósito de cantos y piedras en una matriz tobácea. No se ve estratificación. Los cantos que llegan hasta 2m de diámetro son de lavas andesíticas porfiríticas. El tope del depósito es plano y sugiere que es una terraza antigua, posiblemente relacionada con la formación del Valle de Tumbaco. El espesor varía entre 0 y 120m.

Terraza (t) (grava) (Holoceno): Hay lugares en el valle del Río San Pedro (830-680; 874-773; 890-790) donde ocurren depósitos de grava y arena (ga). Generalmente son bien clasificados y estratificados y están compuestos de fragmentos de lava en una matriz arenosa. Al Noreste de Conocoto existen bloques grandes de 2-3m de diámetro que se ven en las canteras (830-681) y en la superficie de los campos vecinos. Localmente el espesor llega hasta 14m.

Terraza (Cangagua) (Hc) (Holoceno): En la vecindad de Puembo y Guambi, al Norte del mapa, y alrededor de Alangasí, en el Sur, se notan terrazas de depósitos de Cangagua removidos y disectados a lo largo de las quebradas.

Depósitos coluviales (c) (Holoceno): Los depósitos principales se localizan alrededor del Ilaló, especialmente en el flaco Norte. En la zona de Tumbaco hay depósitos parecidos a lahar, pero como es imposible explicarlos en cuanto son producto de derretimiento de la nieve debido a una erupción del Ilaló, entonces hay que considerarlos más bien como depósitos coluviales. El espesor varía entre 0-5m. Al Oeste de San Francisco de Tanda (853-805) se presenta un depósito sin estratificación, de cantos y piedras, en una matriz de Cangagua removida. Tiene un espesor que llega hasta 30m. En Quito, al Oeste de la Carolina (804-804), hay un abanico coluvial formado principalmente por arena feldespática con cantos aislados.

Depósitos aluviales (Holoceno): Estos depósitos están relacionados con el drenaje actual y hoy en día se hallan en proceso de formación en algunos de los ríos.

ESTRUCTURA

El valle Tumbaco-Los Chillos parece ser una fosa tectónica que en el Oeste tiene bien definido los rasgos de la Falla Lumbisí, que pasa al Este de los Cerros Guangüiltagua (830-802) y Lumbisí (816-758), y de la Falla Machángara, paralela al Oeste. Hay otra falla al Este de la de Lumbisí, pero la falla que bordea el límite oriental de la fosa no se puede poner con seguridad. En 1938 ocurrió un terremoto en el Valle de Los Chillos siendo su zona más afecta la comprendida entre Ilaló y Pasochoa al Sur (Sauer y Putzer, 1971). Otras fallas, mayormente cubiertas por depósitos cuaternarios, pueden ser débilmente activas e inestables (Hall, 1978), debido a lo cual existe una ligera posibilidad de riesgos civiles en la zona.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

El lastre y la arena se extraen de numerosas canteras en los Sedimentos Chiche (946-814), de los Volcano-sedimentos Machángara (818-791), de la lava Guambi (987-737), de las terrazas de San Francisco (840-803) y del Río San Pedro (833-690; 870-773) y de los depósitos coluviales (843-803). En la zona de Puembo (946-812) y en el Río Chiche (927-777) existe piedra pómez que se emplea en la fabricación de bloques livianos. Con la Cangagua se fabrican ladrillos a lo largo de la carretera Quito-Conocoto (790-700) y al Oeste de San Juan de Pisiculla (831-780). Una red de ríos y quebradas, con agua permanente, cruza el mapa; sin embargo, hay sectores en el Valle de los Chillos y Tumbaco a donde tiene que llevarse el agua por canales de riego. Existió agua subterránea en el depósito lagunal de La Carolina. Hasta hace unos 40 años la superficie era pantanosa; ahora debido al bombeo de agua para servir a la ciudad, el nivel de aquella bajó y la cuenca está seca.

REFERENCIAS

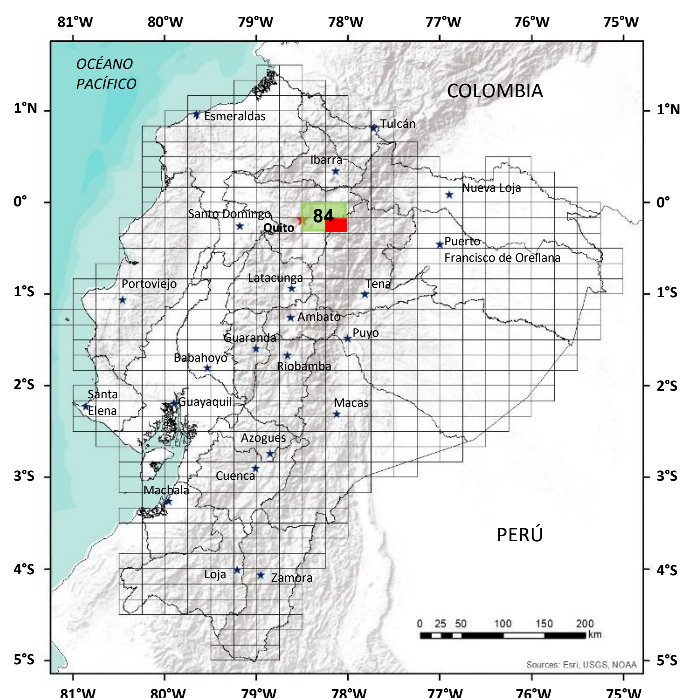
BONIFAZ E. (1972) Microlitos arqueológicos. Quito

HALL M. L. & RAMÓN P. (1978) Estudio Microsísmico del Valle Interandino entre Latacunga y Guayllabamba.

HOFFSTETTER R. (1952) Les mammifères pléistocènes de la République de l'Equateur. Mem. Soc. Geol. Fr. (N.S.), 31, Mem 66.

SAUER W. (1943) Memoria explicativa del mapa geológico de Quito. An. Univ. Centr., 71, pp. 319-323. Quito.

SAUER W. & PUTZER H. (1971) Geologie von Ecuador. Berlin



HOJA GEOLÓGICA-B4 (84SE)
OYACACHI (2009)

INTRODUCCIÓN

La Hoja geológica No. 84 SE, Oyacachi escala 1:50000, se encuentra localizada aproximadamente a 28km al Este de la ciudad de Quito, cubriendo una zona de páramo y montaña. Ocupa parte de la Cordillera Real, se extiende desde 4km al Norte de Papallacta (Cerro Yanaurcu al SO de la Hoja), hasta la Loma Puntas Quiquitas al NO de la misma y desde el río Mangahuaycu Grande al SE hasta los ríos Cariyacu y Sarayacu, al NE de Oyacachi. Geográficamente pertenece a las provincias de Pichincha y Napo.

El área de estudio cubre la hoja topográfica Oyacachi escala 1:50000; su altitud varía entre 2945 m.s.n.m. (E de Oyacachi) y más de 4400 m.s.n.m. al O de la Hoja (Cerro Chushigviro) y Sur de Oyacachi, sectores que constituyen zonas de montaña y páramo en las estribaciones de la cordillera Real. El 90% de la Hoja corresponde a la Reserva Ecológica Cayambe-Coca. El clima predominante es frío típico de páramo. Las estaciones de verano e invierno no son marcadas. Tanto el clima como la vegetación, varían de acuerdo al sector de la Hoja y están influenciados por la topografía. Las lluvias en toda la zona, se presentan de febrero a septiembre, se extienden a lo largo del año, acentuándose en los meses invernales, no se presentan épocas de sequía y las mayores precipitaciones son en el mes de junio (>160 mm), el total de precipitaciones al año es de 1180 mm. y las temperaturas promedio menores a los 10°C (Estación Meteorológica Papallacta).

El paisaje del área se caracteriza por lomas alargadas con crestas agudas de fuertes pendientes y valles amplios en forma de U con acumulaciones de material morrénico y formación de numerosas lagunas.

El patrón de drenaje en la zona es principalmente dendrítico, en forma secundaria paralelo y en sectores radial y rectangular. El área es drenada por los 4 costados, al Norte por la Qda. Huaninburo Huaycu, Río Pisambilla y Qda. Carbón Jucho, al Oeste por las Qdas. Cuñarachin,Yaguil, Mullumica-Guambi, Carihuaicu y otras pequeñas, hacia el Este por el Río Oyacachi con sus tributarios y hacia el Sur por el Río Chalpi Grande, los drenajes localizados al N y O, se dirigen hacia el Océano Pacifico, en tanto que los drenajes hacia el S y E, están drenando hacia la Cuenca Oriental.

Las principales vías de comunicación que atraviesan o sirven de ingreso al área de investigación son: arteriales (Quito-Pifo-Papallacta-Baeza y Quito-Pifo-Yaruquí-El Quinche), colectoras (El Quinche-Oyacachi; Cayambe- Cangahua-Oyacachi, Papallacta-Oyacahi-Cangagua), caminos de verano y senderos de ingreso a diferentes lagunas de la Reserva Ecológica Cayambe-Coca. En general, la zona es de acceso limitado haciéndose posible su ingreso a pie. La vegetación está condicionada al clima, a la humedad y a la altura. La principal fuente económica es la ganadería lechera, la piscicultura de truchas, la artesanía en madera, algo de turismo por la presencia de aguas termales en Oyacachi y de lagunas entre Papallacta y Oyacachi. La agricultura es básicamente de subsistencia. La mayor concentración habitacional se localiza en la población de Oyacachi, y en algunos caseríos ubicados hacia el E de Oyacachi en sectores no aptos para vivienda sin servicios básicos ni comodidades.

GEOLOGÍA

La geología del área está conformada por rocas de diferentes edades que varían desde el Paleozoico al Holoceno. Se caracteriza por un basamento metamórfico aflorante en la zona oriental, en los ríos Oyacachi y Chalpi Grande, que constituyen las rocas más viejas de la hoja Oyacachi, abarcan un 40 % del área mapeada. Los principales afloramientos observados están al E de Oyacachi y al lado S de la Hoja, a lo largo del río Chalpi Grande y en el camino Papallacta – Oyacachi. Están superpuestas por rocas volcánicas representadas por lavas básicas e intermedias con la presencia de brechas, cubiertas de rocas volcánicas jóvenes de tipo andesito-basálticas con recubrimientos piroclásticos. Adicionalmente, depósitos Cuaternarios superficiales forman terrazas; depósitos glaciares, depósitos aluviales y lahares.

LITOESTRATIGRAFÍA

Unidad Chigüinda (PzCh) (Devónico-Pérmico): Litherland et al. (1994). Constituye parte de las series indiferenciadas Zamora de Kennerley (1973), hoy la Unidad está definida como parte del terreno Continental Loja (Litherland et al., 1994). Aflora en el Río Oyacachi (UTM: 833678; 9974534) y en la carretera Papallacta - Baeza (UTM: 825338, 9959210), fuera de la Hoja hacia el S. Ocupa un 8% de la superficie mapeada. Al E de Oyacachi en el sector de Pueblo Viejo (UTM: 832943; 9975779), las rocas tienen una coloración blanco-verdosa con textura gnéisica de rumbo N55°O y buzamiento 70°SO con bandas intercaladas de cuarzo (entre 0.5cm y 3 mm), capas de mica blanca (moscovítica – sericítica) y manchas de óxidos de hierro.

En general, esta Unidad comprende una secuencia semipelítica fuertemente plegada, compuesta de filitas negras, cuarcitas de grano fino a medio, esquistos grafíticos, lentes de cuarzo y en partes con vetas de calcita y microvetillas de sulfuros. Esta unidad ha sido mapeada con contactos tectónicos, sobre el complejo de Napas Cuyuja. En la zona de estudio no se definió su potencia ni sus contactos, sin embargo, se consideran como tectónicos y en la parte S de la Cordillera se dice forman un cinturón de hasta 30 km de ancho (Litherland et al., 1994). Se asume que se deriva de una cuenca intracratónica y se considera igual a las rocas Carboníferas y Devónicas de la Depresión Perú-Bolivia (Laubacher y Megard, 1985). Una característica especial de esta unidad es su asociación cercana con el granitoide Tres Lagunas. Su edad está considerada como Devoniano a Pérmico (Litherland et al., 1994).

Unidad Agoyán (PzAg) (Paleozoico): Litherland et al. (1994). Las mejores expresiones en la Hoja se las encuentra en el camino Papallacta–Oyacachi (UTM: 821344, 9968224), con rumbo aproximado N20°E y buzan al NO con 39-45°, adicionalmente ocurren en Oyacachi, (UTM: 825365; 9976390) y en un depósito coluvial en el que afloran clastos de esquistos grafitosos en la margen S del río Oyacachi, (UTM: 830795; 9975571). Está caracterizada por la presencia de esquistos moscovíticos y gneises de grano medio-grueso (paragneis). Al SO de Oyacachi en el Río Chalpi Grande, (UTM: 822070; 9969030), ocurren esquistos sericíticos grafitosos, con vetillas de pirita, foliación 305/60. En la margen izquierda del Río Chalpi, (UTM: 822660; 9968544), se observan esquistos con feldespato, cuarzo, moscovita y granate fracturado, foliación 290/50. Cantos de gneis contienen pequeñas vetas de granitoides. El contacto con la unidad adyacente Tres Lagunas fue observado en el río Oyacachi, confirmando lo expresado por Litherland et al. (1994), que los contactos entre las unidades metamórficas son tectónicos. Se desconoce el verdadero espesor en el área de estudio. Al igual que la unidad Chigüinda, está estrechamente relacionado con el Granitoide Tres Lagunas. La edad ha sido determinada por varios métodos con resultados diferentes, considerándose de forma probable la verdadera era de depositación de la unidad Agoyán como Paleozoica similar a la unidad Chigüinda (Litherland et al., 1994).

Unidad Granitoide Tres Lagunas (T_3TL) (Triásico): Litherland et al. (1994). Conocido como granito Tres Lagunas o granito de cuarzo azul. Es la principal unidad ígnea del terreno Loja, pero ocurren también fuera de él como pequeños bloques tectónicos (Aspden et al., 1992). En la zona mapeada, con base en lo observado en el río Oyacachi, se representa e interpreta como una faja alargada de aproximadamente 4 Km. de ancho con dirección N-NE. Entre Oyacachi y Pueblo Viejo aflora el granito Tres Lagunas (UTM: 826317; 9976410), de grano grueso en el que predominan biotita, moscovita y cuarzo, tiene una foliación de 306/52. En la vía Oyacachi-El Chaco, (UTM: 827424; 9976385), afloran bloques de aproximadamente 1 metro de diámetro de ortogneis de grano grueso. Litológicamente forman monzogranitos y granodioritas con cuarzo-feldespato de K-plagioclasa–biotita; el granate es un accesorio común con cristales rozados vistos al sur de la Hoja, entre Papallacta y Oyacachi. Se encuentra asociado con las rocas metasedimentarias de las Unidades Chigüinda y Agoyán en toda la Cordillera Real (Litherland et al., 1994). Los contactos con la Unidad Agoyán se verificaron como tectónicos en el camino Oyacachi - Pueblo Viejo y en la geotravesía por el río Chalpi Grande. Esta unidad ha sido interpretada como granitos tipo "S". Análisis de isótopos de Pb en circón dan una edad de 227.6 ± 3.2 Ma que corresponde al Triásico Superior Tardío, Carniano (Litherland et al., 1994). "La diversa mineralogía metamórfica hace difícil conciliar todas las variedades dentro de una misma unidad producida por metamorfismo dinámico. La presencia de sillimanita, cordierita, granate sugiere un metamorfismo regional de alto grado y el amplio rango de edades K-Ar apuntan hacia eventos metamórficos bastante más jóvenes que la intrusión cuya edad está bien definida por la isócrona de Pb" (Duque P., 2000).

Formación Pisayambo (N_2Pisa) (Neógeno): Kennerley (1971). Aflora en el sur de la Hoja, ocupando un 15% de la superficie mapeada. Es considerada como una potente secuencia volcánica que cubre a manera de manto una gran extensión de la Cordillera Real (Kennerley, 1971; DGGM, 1986). Esta Formación se caracteriza por una secuencia volcánica con predominancia de piroclastos, brechas gruesas, aglomerados y flujos de lava de composición andesita basáltica. Afloramientos de brechas ocurren a lo largo del camino Papallacta – Oyacachi y junto a las lagunas San Fernando, Niñarumi, Mangashina y Ciega. En la laguna Loreto hacia el S, ocurre un afloramiento (UTM: 817325; 9964612), de roca volcánica de grano totalmente fino, con cristales de plagioclasa frescos y zonados de composición anortítica, con textura fluidal acompañados de minerales opacos euhedrales diseminados. En el punto (UTM: 815837; 9965872), afloran brechas volcánicas con clastos pequeños magnéticos de andesita menores a 12 mm, con cristales de plagioclasa alterados (caolinizados y cloritizados) en una matriz de coloración blanca. Hacia el NO del punto (UTM: 815553; 9966244) afloran andesitas porfiríticas en la base, superpuestas con rocas brechosas y sobre estas rocas basálticas finogranulares. En el sector de Salve Paccha (UTM: 819509; 9966956) afloran andesitas basálticas de color gris negro con cristales leucocráticos de plagioclasa (fresca), cuarzo, en una matriz magnética. El espesor total de la formación no fue definido, aflora desde los 3800 m.s.n.m. hasta más de los 4200 m.s.n.m., sin embargo, Baldock, 1982, sugiere que probablemente sobrepasa los 2000 m y considera que pertenece al Mioceno superior o Plioceno. Barberi et al (1988), sugieren que la parte basal de la Pisayambo tiene 6 Ma, coincidiendo con una edad post-plegamiento al fin del Mioceno (Hall y Beate, 1991).

Volcánicos Chacana (Q_1Cha) (Cuaternario): Afloran desde el centro hacia el O de la Hoja y corresponden a la estructura riolítica conocida como Chacana-Yarangala, representado por un edificio volcánico muy erosionado de unos 45 km, de largo en el que sobresale una gran caldera con muchos centros de emisión y domos, su extensión comprende desde el cerro Pambamarca (N de la Hoja Cangahua), hasta el volcán Antisana (S de la hoja Oyacachi), tiene como límite oriental las estribaciones de Papallacta y su límite occidental pasa por las poblaciones de El Quinche, Pifo y Píntag (Hall,1991). El edificio está construido por productos de por lo menos tres ciclos magmáticos, caracterizados por andesitas, seguido por dacitas y luego riolitas. La formación de la caldera probablemente fue provocada como resultado de la gran emisión del magma riolítico. Luego se desarrollaron conos andesíticos como el Puntas y el Antisana Viejo (Hall y Mothes, 1997). Afloramiento de brechas con clastos de basalto y andesita porfirítica de coloración negra, matriz de material puzolánico (material volcánico fino) magnética, con plagioclasa inalterada y carbonatos (UTM: 819520; 9974924). En el sector Guamaní (UTM: 812971; 9964857) al S de la Hoja, aflora andesita porfirítica, coloración gris oscura, estructura masiva, textura hialocristalina vitrofídica de matriz porfirítica, con minerales de feldespatos (fenocristales), anfíboles y biotita.

Los centros de emisión de esta megaestructura volcánica estarían controlados tectónicamente (Hall, 1991), comprende los ventos o centros volcánicos como el Puntas, Pambamarca?, Yarangala, Caparina, Guamaní o Potrerillos, y volcánicos del tipo fisural como el Pucará Chico? y Gualimburo. Su edad está considerada entre 1.0 y 1.7 Ma. (Hall y Mothes, 1997), que correspondería al Pleistoceno.

Volcánicos Puntas (Q_1Pun) (Cuaternario): Estos productos volcánicos afloran en el extremo NO de la Hoja Oyacachi y se extienden hacia el SO de la Hoja Cangahua, formando parte de un amplio cráter conocido como Volcán Puntas, que presenta hacia su interior escarpadas murallas que definen y circundan el cráter. El Puntas hacia el S está caracterizado por una serie de lavas andesito-piroxénicas de color gris o gris verdoso, con estructura masiva y textura porfirítica, con fenocristales de plagioclasa del tipo andesina - labradorita (30-60), algo caolinizada, junto a agregados granulares alotriomorfos de piroxenos como minerales formativos, acompañados de minerales opacos, cementados por una matriz compuesta de microlitos de plagioclasa, vidrio volcánico, con textura hialopilítica. Los productos volcánicos más jóvenes se encuentran parcialmente recubiertos por tobas que petrográficamente, corresponden a andesitas piroxénicas de color gris oscuro a gris verduzco de textura porfirítica. Según Reiss W. en A Martínez (1930), los Volcánicos Puntas están caracterizados por enormes masas de liparita perlítica y de obsidiana. Los flujos lávicos observados en el campo y las fotografías aéreas ilustran que la dirección del flujo fue hacia el NO y SO del centro emisor.

Volcánicos Gualimburo (Guanimburo) (Q_1Gual) (Cuaternario): Corresponden a productos eruptivos del volcán Gualimburo, cuyos afloramientos se localizan al N y NO de la población de Oyacachi, en la margen N del Río Oyacachi, en el camino Oyacachi - Cangahua y en las márgenes de los ríos Gualimburo y Pisambilla, continuando su presencia hacia el N en la hoja geológica Cangahua. Se presenta como un cuerpo de aproximadamente 10 Km × 5 Km, no se han identificado centros emisores de los productos volcánicos y por la continuidad de las lavas hacia el N, su origen podría ser considerado como de tipo fisural. Las lavas son de color gris oscuro presentan un rumbo N-S, estructura masiva con fenocristales de plagioclasa pertenecientes a andesina-labradorita (40-55), con alto grado de caolinización, junto a agregados granulares de piroxenos como minerales principales y como secundarios por cristales de olivino, cuarzo y minerales opacos, se hallan cementados en una matriz cristalina, compuesta de microlitos de plagioclasa y vidrio volcánico, configurando una textura hialopilítica, con cierto grado de cloritización, definidas como lavas andesíticas. En el punto (UTM: 819392; 9980260) afloran andesitas dacíticas de coloración gris obscura, textura hialocristalina porfirítica, con feldespatos alterados, anfíboles en una matriz microcristalina. La potencia de estos materiales volcánicos sobrepasa los 300 metros considerando su presencia en la Hoja desde los 3750 m.s.n.m. hasta los 4050 m.s.n.m., potencia que es ratificada por mediciones hechas en el sitio Gualimburo por Bermúdez (1982). La edad es considerada como Pleistocénica por el mismo autor.

Volcánicos Pucará Chico (Q_1PCh) (Cuaternario): Afloran al NO de la población de Oyacachi corresponden a lavas andesíticas que se extienden desde el O de la Loma Cangagua Pucará y N de la Loma Yana Urcu, en la Hoja Cangahua, hacia el S de la Laguna Oyacachi. En la Loma Quimerla (UTM: 818300; 9981400), hay una variación importante con respecto al aumento del grado de acidez y composición mineralógica en la roca; donde se presenta de color gris claro, con intercalaciones de 2 a 3 metros de arena volcánica, de grano grueso, estratificada, estimándose una potencia total que supera los 120 metros en el afloramiento (Bermúdez, 1982). De acuerdo con Hall y Mothes (1996) esta Formación se puede presentar en forma estratificada en los sectores planos y cubriendo periclinalmente las colinas y montañas.

Volcánicos Puntoguiño (QPgñ) (Cuaternario): Nombre tomado del cerro Puntoguiño (fuera de la Hoja), localizados a extremo SO de la Hoja, ocupan un 2% del área investigada y continúan hacia el O de la Hoja. Están constituidos por lavas andesíticas laminadas pseudoestratificadas. Se caracterizan por la presencia de una textura perlítica en la base, cambiando a afanítica con numerosas inclusiones subredondeadas y esferas de obsidiana de 4 – 5 mm de diámetro. La composición litológica es variable, en sectores se presentan con feldespatos de hasta 7 a 8 mm de largo, existiendo ocurrencias sin feldespatos. Un afloramiento típico ocurre en el sector Tablón Alto al O de la Hoja Oyacachi (UTM: 801596; 9970726). Un estudio de la ExCODIGEM - BGS (Proyecto Volcón), demostró que las inclusiones en estas rocas consideradas al principio como perlitas se tratan de obsidiana, descartando la posibilidad de la existencia de un depósito aprovechable de material perlítico como se había pensado en forma inicial.

Volcánicos Guambi (QGuam) (Cuaternario): Restringida al O del área de estudio, se presentan como dos coladas de lavas andesíticas consideradas contemporáneas o posiblemente más antiguas a la depositación de la unidad Cangahua Estos flujos continúan hacia el O de la Hoja con una extensión de aproximadamente 10 km., manteniendo la dirección de los flujos de lavas en sentido E-O, limitados estos por paredes verticales del mismo material. Estas rocas están cubiertas por una capa de Cangagua, comparten un mismo centro de emisión ubicado en la Loma Caparina 4310 m.s.n.m., estos flujos se extienden por dos valles distintos hacia fuera de la hoja: uno por la Qda. de Guambi, conocido como “Andesita Pitana” (Stübel) y el segundo por el valle de la Qda. Carihuaycu, tomando el mismo nombre o más conocido como “Andesita Paluguillo”, (Sauer, 1965 y Stübel). La roca del primer flujo petrográficamente corresponde a andesita piroxénica, de color gris claro con textura porfirítica, en tanto que la de segundo flujo (Qda. Carihuaycu), concierne a andesita piroxénica de color gris claro a oscuro, de textura porfirítica vesicular, cuya matriz está conformada en su mayoría por vidrio volcánico. Las rocas de los dos flujos han sido categorizadas como excelente material de construcción. La edad está considerada como Pleistocénica – Holocénica.

Formación Cangahua (QC) (Pleistoceno Superior): Ocurre en diferentes partes de la superficie mapeada, a SO, Centro y E cubriendo un 8% de la Hoja. Esta Formación está constituida por ceniza, lapilli y productos volcánicos alterados. Se presenta como material fino endurecido de color caqui – amarillento, alterado por los procesos comunes de meteorización, compuesta principalmente de vidrio volcánico alterado acompañado de minerales volcánicos como: plagioclasa, hornblenda, piroxeno, magnetita, feldespato–k, augita, biotita y cuarzo (Clapperton y Vera, 1986; Vera y López, 1986).

Al SE de Chimborazo Tola (UTM: 817120; 9974850), afloran piroclastos (lapilli, pómez y obsidiana), formando capas de potencia mayor a 3 m, además es característico la presencia de capas de pómez en dos horizontes principales hacia el tope de esta Formación, considerados como depósitos de nubes ardientes (Bristow y Hoffstetter, 1977).

Por el grado de consolidación y por el contenido de restos fósiles, a esta Formación se la ha dividido en Cangahua eólica antigua (con fauna chichense), en Cangahua eólica moderna (con fauna puninense) y Cangahua eólica reciente (Sauer, 1949; Hoffstetter, 1952). El espesor es variable según su distancia de la fuente y es más potente cerca de Pifo disminuyendo al Oeste y Sur, reflejando el posible aporte fuerte del volcán Chacana y contemporánea a las glaciaciones de la Cordillera Real. Esta Formación ha sido calificada únicamente del Pleistoceno sin que se tengan edades holocénicas, (Clapperton, 1990).

Depósitos glaciares (dg) (Holoceno): Afloran en diferentes sectores de la Hoja Oyacachi, básicamente en las cabeceras de los ríos Oyacachi, Chalpi Grande, Salvipaccha y Guambi entre otros, corresponden a los denominados glaciares de valle, depositados en las laderas de los conos volcánicos, a lo largo de los valles ondulados y pantanosos en forma de “U”. Además, ocurren depósitos glaciares principalmente junto a las lagunas (Ninalviro, Guamaní Cocha – Boyeros), en la parte centro-oeste de la Hoja. Los depósitos morrénicos ubicados a lo largo de los valles, (UTM: 823564; 9970654 y 822920; 9970280), ocurren con clastos volcánicos subangulosos a subredondeados y redondeados, de matriz areno arcillosa, con diámetros que _oscilan entre 2 y 10 cm. La presencia de circos glaciares es evidente, observables en el campo y en fotografías aéreas, sobresaliendo en las cabeceras de los glaciares de valle.

Depósitos coluviales (d) (Cuaternario): Ocurren en el sector del valle del río Oyacachi, correspondientes a grandes movimientos de material volcánico de la superficie desplazados de su posición original por efecto de la gravedad, sismicidad o de diversos orígenes y por la acción del agua produciéndose movimientos en masa (deslizamientos, hundimientos, desprendimientos y asentamientos). Estos eventos se diferencian de la litología de cada sector, los principales sitios detectados están localizados en (UTM: 822300; 9975100) y (UTM: 817500 9978200).

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

En la zona de estudio, al E de Oyacachi, se localizaron fallas que ponen en contacto las rocas metamórficas de la Unidad Agoyán con el Granitoide Tres Lagunas. El análisis de la imagen satelital (Landsat) que cubre el sector, ha permitido definir algunos rasgos estructurales presentes en la zona de estudio. Los lineamientos interpretados sugieren la presencia de fallas, en los sitios y direcciones representadas en el mapa, algunas de estas estructuras de carácter regional, coinciden con los rasgos tectónicos interpretados por Litherland et al. (1994), durante la investigación de la Cordillera Real. Las estructuras se localizan básicamente en la zona central y E de la Hoja, que corresponden a fallas parcialmente vistas e inferidas en el resto de la Hoja. Las direcciones preferenciales de estas estructuras son N-NE, S-SO, con limitados segmentos asociados que en algunos casos tienen dirección NO-SE y NE-SO. La falla de dirección N 30° E localizada en el Río Chalpi Grande al centro SE de la Hoja, ratifica la continuación del contacto tectónico entre las rocas metamórficas (Unidad Agoyán y Granito Tres Lagunas). La foliación en las rocas metamórficas tiene un azimut de buzamiento promedio de 118/50 y las diaclasas aparecen en grupos de hasta 4 familias predominando las de dirección NE con buzamiento hacia el SE con ángulos que oscilan entre 66° y 89°. Hall y Yepes (1980) y Hall (1991), indican que la caldera Chacana está cortada por muchos lineamientos y fallas, especialmente con orientaciones hacia el NNE, NE y NO (fallas inferidas) que controlaron la ubicación tanto de los centros de emisión como de numerosos manantiales termales fósiles y/o activos.

GEOLOGÍA HISTÓRICA

Las rocas más antiguas reconocidas en el área de estudio son metasedimentos. Litherland et al. (1994), se refieren a ellos como pertenecientes al Terreno Loja; interpretados como sedimentos del Paleozoico Tardío que fueron afectados por una orogenia Triásica. Durante este período, las rocas sedimentarias semipelíticas que conforman las Unidades Chigüinda, Agoyán y que constituyen el basamento de la Cordillera Real, han sufrido fuertes plegamientos y la transformación de las mismas como consecuencia de un metamorfismo regional. Posiblemente relacionado al rompimiento de Gondwana occidental se originó un cinturón regional de plutones tipo “S” como el granito Tres Lagunas, que también ha sufrido transformaciones metamórficas principalmente en el Triásico. Estos eventos fueron seguidos por procesos normales de subducción continuando el levantamiento de la zona montañosa produciéndose una fuerte actividad volcánica durante el Mioceno y Plioceno, la erosión y transporte de la materia hacia ambos lados de la Cordillera Real, depositándose estos en extensas cuencas localizadas al E y O de la misma, como la Formación Pisayambo. Durante el Pleistoceno, continúa la actividad eruptiva de los volcanes circundantes como el Puntas, Gualimburo (Guanimburo), Pucará Chico (Hoja Oyacachi); Pambamarca y Cayambe (Hoja Cangahua), depositándose material volcánico y sedimentario.

La actividad de los mencionados volcanes continúa en el Holoceno y sus productos que constan principalmente de lavas andesito-basálticas y en parte dacíticas, cenizas, bombas, tobas y lapilli cubren áreas muy extensas que sobrepasan los límites de la zona de estudio, culminando en el Pleistoceno tardío al Holoceno con la depositación de la Unidad Cangahua y simultáneamente la formación de depósitos glaciares. En resumen, el paisaje que se observa actualmente es el resultado de la acción geológica desarrollada durante el levantamiento de la cordillera seguidos de fenómenos de erosión y de remoción en masa que han modificado y siguen cambiando la topografía de la zona.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

En la superficie de la Hoja Oyacachi, se encontraron catastradas 3 áreas mineras en trámite, básicamente para el aprovechamiento de materiales de construcción (grava y arena), localizadas en el sector de Oyacachi y Ruinas de Oyacachi.

El 90% del área de estudio corresponde a la zona de reserva Cayambe-Coca, que impide el desarrollo de cualquier actividad minera. Es considerada de mucha importancia ya que en esta zona se localizan las fuentes para el abastecimiento de agua para la ciudad de Quito. Investigación geoquímica de sedimentos fluviales anteriores indican la presencia de indicios de oro, molibdeno, tungsteno, estaño, relacionados con granitos en los ríos Oyacachi y Chalpi. En el área, no se realiza exploración ni explotación de minerales metálicos, sin descartar la posibilidad de encontrar mineralización económica dentro de la zona por los indicios antes indicados.

En lo referente a los minerales industriales, la zona mantiene especial importancia con los depósitos piroclásticos de la Formación Pisayambo, que han soportado una intensa meteorización, lo cual ha dado lugar a la formación de arcillas café amarillentas aún no caracterizadas además de depósitos de obsidianas al NO de la Hoja. La zona de estudio dispone de manantiales de aguas termales en Oyacachi que constituyen fuente de ingresos económicos para turismo. Los afloramientos de obsidiana (UTM: 820382; 9977271), son importantes debiéndose indicar que la ExCODIGEM - BGS (Proyecto Volcón), demostró que las inclusiones en rocas volcánicas que fueron consideradas a inicio como perlitas en el Sur de la Hoja se tratan de obsidiana, descartándose hasta el momento la posibilidad de la existencia de un depósito aprovechable de material perlítico.

REFERENCIAS

BALDOCK J. W. (1982) Geología del Ecuador. Boletín de la Explicación del Mapa Geológico (1:1000000) de la República del Ecuador. Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos, Quito,54 pp.

BERMÚDEZ RAMIRO (1982) Geología de la Hoja de Cangahua (Tesis de Grado).

CLAPPERTON, CHALMERS M. & VERA RAMÓN (1986) The Quaternary Glacial Sequence in Ecuador: A Reinterpretation of the Work of Walter Sauer.

DUQUE P. (2000) Breve Léxico Estratigráfico del Ecuador. Impresora Flores, Quito, 75 pp.

HALL M., BEATE B. (1991) "El Paisaje volcánico de la Sierra Ecuatoriana", El Volcanismo Plio-Cuaternario en los Andes del Ecuador, Corporación Editora Nacional, Colegio de Geógrafos del Ecuador, Quito Ecuador.

HALL M. & MOTHES, P. (1994) "Tefroestratigrafía Holocénica de los Volcanes Principales del Valle Interandino Ecuador", Contexto Geológico del Espacio Físico Ecuatoriano, Estudio de Geografía 6.

LITHERLAND M., ASPDEN A. & JEMIELITA R. (1994) Geological and Occurrence Maps of the Northern Cordillera Real Metamorphic Belt, Ecuador. Escala 1:500000 CODIGEM, BGS.

LITHERLAND M., ASPDEN A. & JEMIELITA R. (1994) The Metamorphic Belts of Ecuador, Overseas Memoir 11. British Geological Survey Northern Great Britain.

LITHERLAND M., ASPDEN J., BERMÚDEZ R. & VITERI F. (1986) "Informe Técnico de la Comisión Efectuada a Papallacta – Baeza". Misión Británica, INEMIN.

MINARD L. HALL & HUGO YEPES (1980) "Fallamiento y Actividad Microsísmica en el Valle Interandino, Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador.

MINARD L. HALL & PATRICIA MOTHES, (1997) "La Caldera Chacana – El Centro Riolítico más Grande de los Andes Septentrionales", Politécnica Nacional, Ecuador, 1997.

SAMANIEGO P., EISSEN P., MONZEIR M., ROBIN C., ALVARADO A. & YEPES H. (2004) "Los Peligros Volcánicos Asociados con el Cayambe, Instituto Geofísico de la Politécnica Nacional, IG, Instituto Francés de Investigación Para el Desarrollo, IRD, Corporación Editora Nacional.

